

GEOLOGICA HUNGARICA

FASCICULI AD ILLUSTRANDAM
NOTIONEM GEOLOGICAM ET PALAEONTOLOGICAM
REGNI HUNGARIAE

SERIES GEOLOGICA

TOMUS 6.

128 PAGINAE, I—II. TABULAE, 40 FIGURAE TEXTI INSERTAE

TAEGER HENRIK: A Bakony regionális
geológiája. I.

HEINRICH TAEGER: Regionale Geologie
des Bakony. I.

EDITIO INSTITUTI REGII HUNGARICI GEOLOGICI.
BUDAPESTINI 1936

Geol. Hungarica ser. geologica	6. 1—128.	Budapestini, 30. IX. 1936
-----------------------------------	-----------	---------------------------

MANUSCRIPTUM CONCLUSUM 30. VI. 1933.
DATUM EDITIONIS 30. IX. 1936.

A közlemény tartalmáért és fogalmazásáért a szerző felelős.

Für Inhalt und Form der Mitteilung ist der Verfasser verantwortlich.

STÁDIUM SAJTÓVÁLLALAT R.T. BUDAPEST

A BAKONY REGIONÁLIS GEOLÓGIÁJA.

I. RÉSZ.

(A RÉSZLETES NÉMET SZÖVEG KIVONATA.)

ÍRTA : TAEGER HENRIK.

REGIONALE GEOLOGIE DES BAKONYGEBIRGES.

I. TEIL :

IM NORDÖSTLICHEN BAKONY UND SEINEM
VORLANDE.

VON HEINRICH TAEGER.

TARTALOMJEGYZÉK.

	Oldal
Bevezetés	5
A Bakony kialakulásának története	7
A Sztratigráfia rövid összefoglalása	10
Az ÉK-i Bakony rétegsorának áttekintése	11
Az ÉK-i Bakony morfológiai tagjainak földtani leírása	15
A mór—székesfehérvári árok	15
A Bakony peremi rögei a bodajk—mohai nagy törés mentén	17
A Varjúvár sasbérce és az isztiméri fennsík	17
A Mellár masszivuma	18
A Sárberek dolomitröge	19
A gyóni eocén peremöböl	20
A K-i Bakony É-i letörése és annak előhegysége	20
A tési magas fennsík	22
A dudar—nána—szápári nagy óharmadkori medence és annak barnaszéntelegei	26
A zirci eocén teknő	27
Lépcsős törések a zirci eocén teknő É-i peremén	28
A Magos—Sűrű—Gerendavágás kettős táblája	28
Az Öreghegy sasbérce és a cseszneki apró rögök	30
Bakonyszentkirály—Oszlop—Csetény—Súr északi dombvidéke	31
A Cuha törésvölgye északi kijáratától a Bakonyhegység szívéig	32
Újabb irodalom. — Neuere Schrifttum	34

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
Vorwort	35
Eingangskapitel: Das Bakonygebirge im Zuge des transdanubischen, ungarischen Mittelgebirges, sein Werden und seine spezielle Gliederung im Nordosten	37
Kurze Zusammenfassung der Stratigraphie	43
Geologische Beschreibung der einzelnen morphologischen Glieder im nordöstlichen Bakony	52
Der Mór—Székesfehérvári Graben	52
Die Randschollen des Bakonygebirges am grossen Sprung von Bodajk—Moha	59
Der Horst von Varjúvár und die Hochfläche von Isztimér	61
Das Massiv des Mellár	64
Die Dolomitmasse des Sárberek	68
Die eozäne Randbucht von Gyón	69
Der Nordabbruch des östlichen Bakony und sein Vorland	77
Das Hochplateau von Tés	80
Das grosse Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár und seine Braunkohlenlager	95
Die Zircer Eozänmulde	110
Das Staffelbruchland am Nordrande der Eozänmulde von Zirc	113
Die Doppeltafel von Magos—Sűrű—Gerendavágás	115
Der Horst des Öreghegy und die Kleinschollen bei Csesznek	119
Das nördliche Hügelland von Bakonyszentkirály—Oszlop—Csetény—Súr	122
Das zerbrochene Cuhatal von seinem Nordausgang bis zum Herzen des Bakonygebirges	124

BEVEZETÉS.

Alulírott, „A Bakony regionális geológiája“ című alábbi munka szerzője, ámbár szerény munkáját német anyanyelvén írta, szeretne a bevezetésben a magyar olvasóhoz ennek dallamos nyelvének közvetlenül fordulni.

Mindenekelőtt a földtan és a földrajz ama nagy mesteréről kell megemlékeznie, aki őt a boroszlói egyetemről a gyönyörű magyar hegyvidék földtani felvételéhez hívta és a magyar föld iránti szeretetet belé oltotta. ID. LÓCZY LAJOS neve az egész világ előtt feledhetetlen.

Épp oly feledhetetlen a szerző előtt az a szíves támogatás, amelyet a nagynevű előd fia és a Magyar Királyi Földtani Intézet vezetői székében utóda: IFJ. LÓCZY LAJOS részéről élvezett.

Végül arra a bányavállalatra is kell gondolnia, amely már 25 éve Magyarországhoz fűzi és ezen idő óta annyi megtisztelő megbízással látja el, a háború előtt az egész gyönyörű magyar földre és a háború óta az oly igazságtalanul megcsönkített magyar hazára vonatkozólag. VIDA JENŐ-nek, a Magyar Általános Kőszénbánya R.-T. hosszú éveken át vezetőjének tartozik meleg köszönettel azért, hogy széles látókörű gondolkodásával megengedte a Társulat nagyszámú bakonyi mélyfúrásainak földtani méltatását, amiért neki az egész tudományos világ a legnagyobb elismeréssel adózhat.

Köszönettel tartozik a szerző az egész magyar tudományos életnek, amely oly önzetlenséggel támogat minden törekvést, amely bolygónk megismerésére irányul és támogatta a szerző munkásságát is.

Budapest, 1933. január hó.

A SZERZŐ.

A BAKONY REGIONÁLIS GEOLÓGIÁJA.

(A RÉSZLETES NÉMET SZÖVEG KIVONATA.)

Írta: TAEGER HENRIK dr.

A BAKONY KIALAKULÁSÁNAK TORTÉNETE.

Ez a szűkre szabott összefoglalás a Bakonynak, mint a Dunántúli Magyar Középhegység tagjának, morfológiai kifejlődését vázolja hajdantól napjainkig, és bevezetésül szolgálhat a hegység regionális geológiájába.

A Bakonyt egyes szerzők a Magyar Középhegység egész vonulatával együtt az Alpok és Kárpátok között fekvő intramontán tag gyanánt fogják fel. Autochton keletkezése és különleges tektonikája révén csakugyan olyan nagyfokú önállóságot tanúsít, hogy joggal tekinthető az említett hegységívek között fekvő „internid”-nek.

A Bakony az egyetlen tag, mely DNy-i szakaszában a hegyszerkezet geoszinklinális jellegét elárulja. A Bakony ÉNy-i szegélyrészletében ugyanis megtalálhatók még egy tektonikai ellenszárny maradványai, melynek karni, nori és rhäti közetvonulatai a DK-i fővonulattal szemben ellentétesen dőlnek. Ebből kiviláglik, hogy a mai Magyar Középhegység nem más, mint egy geoszinklinálisnak DK-en kifejlődött és helyben maradt, mezozoos szárnya. Nincs kizárva, hogy a geoszinklinális központi tengelyét, illetve fenekét törés preformálta, melynek mentén később a megtört lefutású geoszinklinális ÉNy-i ellenszárnya a mélységbe süllyedt. A Bakony tehát — a felszínén nem képviselt permtől eltekintve — eredetileg mezozoos kőzetekből álló geoszinklinálisnak tekinthető, mely tektonikai szempontból epeirogenetikus fejlődést mutat. Nem is kell kifejezetten eltekintenünk a gosautól, ha megállapítjuk, hogy emellett szól a mezozoos rétegsor általános konkordanciája, jobban mondva az idők folyamán kialakult penakordanciája, mely kétségtelenül ennek a Keleti-Alpok és a Kárpátok között fekvő térségnek az orogén tektonikai kialakulása ellen tanuskodik. Valamennyi diszkordancia posztmezozoos orogén tektonikai folyamatokra, nevezetesen vetődések mentén történt szétfőredezésre vezethető vissza.

A Dunántúlon, tehát a Bakony területén is, a mezozoikumban epeirogenetikus besüllyedő szinklinális zóna áll előtünk, közbeiktatott hosszabb orogenetikus szünetek nélkül. Igaz, hogy a titon gyenge diszkordanciája a liász és dogger fölött talán fiatal kimériai veszteglésre utal, a fiatalabb júrától az alsó krétaig terjedő rétegsorban azonban kifejezett konkordancia uralkodik. Ez arra mutat, hogy még mindig epeirogenetikus fázisban vagyunk. A dunántúli magyar közbenső tömeg epeirogenetikus besüllyedésében az első kétségtelen szünet a neokomra esik, az aluminium- és mangánérc keletkezésének idejére, mely azonban meglehetősen rövid volt. A mezozoos epeirogenetikus fázisnak ez az első korlátozott szünete azonban

a harmadkor küszöbéig tovább tartó szinklinális jellegű dunántúli kéregmozgás eredményein lényegesen nem változtathatott. Az epeirogenetikus korszak következő félbeszakadása a középső kréta idején mutatható ki és az ausztriai hegyképződéssel esik egybe. A besüllyedő tendencia megállapodik, ennek folyománya a tenger regressziója a felső cenománban. A turon végén a süllyedő mozgás újból megindul és a gosauban új tengeri lerakódásokra vezet. Ez azonban nem jelenti azt, hogy geoszinklinálisunk epeirogenetikus tendenciája teljesen megfordult volna és éppen ezért semmiesetre sem szabad a Bakony mezozoos történetében bekövetkezett „első nagy orgenetikus periodus”-ról beszélni.

Csak a mezozoikum befejezése hozta meg a Dunántúlon az epeirogenetikus korszak végét. Itt, ahol Földünk története középkorából újkorába fordul, az epeirogenetikus periódust orogenetikus időszakok ismételt közbeiktatódása szakítja meg. A mezozoikum evolúcióját a kenozoikum küszöbén új fejezetként követi a vetődésekkel és széttörédezéssel jellemzett laramiai revolúció.

Ez az első orogén hegyképződés az alsó és középső eocénnek a gosaukrétától a triászig váltakozó mezozoos formációcsoportokkal szemben mutatkozó erős diszkordanciájában nyilvánul meg. A lutetien előtti alsó- vagy paleocén szárazföldi képződmények oly szorosan összefüggenek a lutetien rétegeivel, hogy joggal beszélhetünk krétautáni, harmadkorelőtti orogén töréses hegyképződésről, amely Földünk más térségeinek laramiai redőzésével azonosítandó.

Ezek a laramiai hegymozgások hoszanti, tehát a dunántúli epeirogenetikus geoszinklinális tengelyével egyirányú törések mentén a geoszinklinális egész ÉNy-i szárnyát a Bakony Ny-i szakaszában — a Cuha törésvölgyén túl helyben maradt ellenszárny-részletek kivételével — a mélységbe süllyesztették. Ez a völgy eszerint morfológiai és tektonikai határvonalat jelent a K-i és Ny-i Bakony között.

A dunántúli mezozoos geoszinklinális Ny-i szárnyának a laramiai időben történt elsüllyedésével a dunántúli térség kétfelé tagolódik. Egyik része a szinklinális helyben maradt K-i szárnyának ótercier szárazföldi küszöbe. Ez kifejezetten monoklinális rétegtelepülést mutató hegytömeg és a Nagy Alföld felé a variszkuszi időben redőzött paleozoos és archai kőzetekhez támaszkodik, melyek Nagymagyarország régi fennsíkját felépítik. Ezzel a szárazföldi talpazattal szemben ellentétes irányban óharmadkori Ny-i „Vorland” alakul ki, mely átvezet a Keleti Alpok felé, az ott kialakult kristályos masszívumhoz és új, kenozoi szedimentációs térséggé, tehát „Vortiefe”-vé fejlődik ki.

Ezután szünet következik az orogén folyamatokban, mely az alsó oligocénben is tart, és dunántúli süllyedésszerű területünkön az eocén és alsó oligocén tengeri lerakódásait eredményezte. Csak a középső oligocénben, a liguriai emelet idején változtatja az akkor meginduló új orogén fázis a nagy dunántúli Ny-i „Vortiefe”-t szárazulattá. Ezzel új fejezet kezdődik a Dunántúl és a Bakony kialakulásában. Ez a második tektonikai fázis a Dunántúl magyar részében szintén törésekhez kapcsolódik. A Vortiefe mélyén kialakult stabil mezozoos alapzat egyes mezői felemelkednek és a rájuk lerakódott lágyabb óharmadkori üledékek, — melyek az alattuk levő merevebb mezozoos tömegekkel szemben bizonyos különleges mozgékonytságot tanúsítanak — eredeti helyzetükből boltozatosan felhajolnak, a zavargási vonalak mentén elmozdulnak és helyenként köpeny módjára borulnak az idősebb alapzatra. Kontinentális időszaknak kivéve, részben, sőt némely területen csaknem egészen a denudáció áldozataivá lettek. Ezeken a denudációs felületeken rakódnak le azután a szárazföldi időszak mállási termékei: tarka, szárazföldi agyagok, homokos, agyagos lerakódások, tele alig koptatott Nummulinákkal, melyek csupán kis távolságokból származhattak oda (Móri mélyfúrás), továbbá törmelék-kúpokból létrejött finom konglomerátumok

és kövületmentes homokkövek. Találhatók itt szarukődarabokat tartalmazó, júraközetekből álló, megszilárdult törmelékhalmozatok, triász kori dolomitok és szürke mészkövek, kvarcitok és más, a mai Nagyalföld öshegységéből származó kőzetek, tehát szárazföldi üledékek, melyeket a szerző a Vértes Ny-i széléről és a Bakony területéről számos mélyfúrásból ismert meg.

A dunántúli középhegység mai morfológiájának irányát első ízben a tektonikai mozgások első fázisa: a geoszinklinális epirogenetikus kialakulása szabta meg, mely a mai dunántúli hegyvidéket DNy-ról ÉK-felé csapó hegyvonulat alakjában preformálta.

Az imént leírt óharmadkori tektonikai fázisok a nyugatmagyarországi térségben csak annyiból voltak hatással a mai tájkép további kialakulására, amennyiben az első, laramiai periódus északi szegélyt, óharmadkori partvonalat hozott létre. A mai hegyvidék belsejében annak az időnek a tektonikai zavarásai morfológiailag már nem ismerhetők fel. Ott azonban, ahol a lösz nem takarja el a kőzetek világát, a laramiai törések vonalai hajszálpontossággal követhetők a sziklás altalajban, melyben törések és eltolódások révén erősen különböző korú kőzetek kerültek egymás közvetlen szomszédságába. A miocénben penéplénszerűen elegyengedett kőzettáblákon a diszlokációknak ezek a sokszor zezzugos lefutású határjelzői láthatók ugyan, de a nekik megfelelő régi vetődések a térszín mai morfológiájában jellemző szerepet már nem játszanak.

A harmadik tektonikus korszak: az infraoligocén orogén fázis különösen a dunántúli „Vortiefe”-ben élte ki magát és földalatti feltárások révén vált felismerhetővé. Hatása a tájkép mai arculatában teljesen elmosódott és a Magyar Középhegység, valamint ezen belül a Bakony mai térszíni formáit a legcsekélyebb mértékben sem befolyásolta.

A dunántúli hegyvidék és benne a Bakony mai arculatát a következő nagy, ismét törésekkel kapcsolatos orogén hegymozgás alakította ki, mely a stájer redőzés idősebb fázisának felel meg és a helvét emelet előtt kezdődött. Ez hozta létre a dunántúli röghegységet, északon az Esztergom—Pilis—Budai hegycsoporttal és a Gerecse rögeivel, nyugaton pedig azokat a töréseket, melyek nemcsak a hegység csapásának megfelelő hosszanti irányban, tehát ÉK-ról DNy-ra és erre erőlegetesen, ÉNy-ról DK-re haladnak, hanem gyakran határozottan É—D-i és K—Ny-i irányt is követnek. Ezek a D-felé következő Vértes vonulata és a Bakony felé elenyésznek, ahol a hegyvonulatok hosszanti és haránttöréseikkel első sorban a masszívumok lefutásához látszanak alkalmazkodni. Nyugodtan megállapíthatjuk, hogy a Bakony mai formaelemei létrejöttüket ennek az új, intramiocén orogén tektonikának köszönhetik, mely bélyegét kitörülhetetlenül rányomta a Bakony mai arculatára. Ennek eredménye a Magyar Középhegység és benne a Bakony, lényegileg abban az alakban, ahogy ma előttünk áll. Ezt a képet a következő idők már csak gazdagabb tagozással módosították.

Igy jutott a Bakony erős nyomásnak kitett középső része az ő felemelt szigeteivel: a Kőris—Kékhegygyel, a Somlóhegygyel és a Fekete Hajaggal, mint legmagasabb pontjaival — a fennsíkszerűen kialakult pereplénből vetődések révén egy tömegben felpréslődve — az egész hegység tájképében uralomra. Hatalmas vetődési völgy: a Cuha törésvölgye osztja ketté ÉÉNy—DDK-i folyásával a Bakonyt Ny-i és K-i felére. Ehhez járul a Bakonyvonulat magasan fekvő centrális tengelye — mely az É és D közötti vízválasztónak felel meg — és a Cuha törésvölgyével egyetemben a hegységet ÉK-i, DK-i, ÉNy-i és DNy-i szakaszokra tagolja, melyek mindegyikéhez megfelelő előhegység (Vorland) tartozik.

Az intramiocén hegymozgás előtt a Bakonynak csupán egy előhegysége volt: északon és nyug-

gaton, mely dombokkal és síkságokkal nyúlt el a Kis Alföld felé. Ezzel szemben délen a Nagy Alföld a maga akkoriban hatalmas ősi talapzatával, mint magas hegység állt a Bakony hátterében. Ez a hegység, melyet — hogy a „Tisia“ gyűjtőfogalmát ne használjam, — „meseta hungarica“ névvel jelölhetek, ennek a negyedik tektonikai fázisnak a folyamán a mélységbe süllyedt, ezzel utat nyitott a felső mediterrán tenger betörésének és — eltekintve attól, hogy a Bakony délfelé ma még a Balatonfelvidékhez csatlakozik — létrehozta a Bakony DK-i előhegységét, mely annak lábától a mai Nagy Magyar Alföldig alakult ki.

Ebben, valamint a Bakony többi előhegységében és a táj arculatán nagyobb távolságból is felismerhető módon érvényesült az ötödik és utolsó — szintén orogén jellegű — nagy tektonikai mozgás hatása. Ez különösen a dunántúli hegységtáblák előtt DK-en elhelyezkedő mediterrán — pannoniai dombvidéken nyilvánul meg. Az a kristályos, paleozoos vagy mezozoos kőzetekből álló, merev tömeg, mely a Bakony és a többi hegynyulat előtt a mélységben nyugszik, újból összetöredezik, a reá lerakódott lágyabb, mozgékonyabb neocén rétegek — törések és ezekkel kapcsolatos flexurák mentén — utána süllyednek, miközben gyakran lokális redők képződnek bennük. A régi talapzat helybenmaradt, stabil sasbércei, vagy a velük váltakozó árkos besüllyedések mentén a fiatalabb rétegek szintén lesüllyednek, vagy felpúposodva simulnak a merev mélységbeli kőzetekhez. Ezeknek a jelenségeknek az igazi redőzéshez semmi közük sincsen. Bennük nyilvánul meg a posztponzusi, talán levantei vagy rhodáni utolsó orogén tektonikai fázis hatása. Tájéképileg különösen az előhegység törések folytán létrejött árkos besüppedéseiben tűnnek szembe. Ezek hozták létre a Balatonfelvidék, a Bakony-, a Velencei- és Vértesi-hegységek előtt egységes vonulatban kialakult pleisztocén depressziókat, melyeket a negyedkorban még általánosan elborított a víz. Ez a víztükör ma is megvan a Balaton tavában, beszáradt a Sárrét medencéjében, halódik az elmocsarasodó Velencei tóban és mint egykori síkvíz beszáradt nyoma megtalálható Csákvár mellett.

A tektonikai mozgások azonban ma sem szűntek meg teljesen, sőt úgylátszik, mintha újra élednének. Ha nem is jutnak érvényre a táj képében, a Bakony forrásainak fakadási pontjai körül végzett földtani megfigyelések, úgyszintén az Állami Geodéziai Intézet dunántúli finom szintezései révén határozottan kimutathatók. Emelkedik a Bakony, süllyed az Alföld! Kontinentális emelkedéssel állunk tehát szemben, melyet STILLE professzorral mai epeirogenézisnek nevezhetünk és mely azt mutatja, hogy Földünkön ma az evolutio korát éljük.

A SZTRATIGRÁFIA ROVID OSSZEFOGLALÁSA.

A Bakony regionális geológiájáról készülő munkának az előttünk fekvő első részében a következő összefoglalás csak azokat a kőzeteket tárgyalja átnézetesen, melyek az ÉK-i Bakonyban kifejlődtek. A nagy munka későbbi részei a bennük tárgyalandó területeken megjelenő további rétegekre és formációkra vonatkozólag megfelelő kiegészítést fognak nyújtani. Utalok itt a M. Kir. Földtani Intézet kiadásában megjelenő „Magyar Tájak Földtani Leírása“ című sorozatra, melynek második kötete a Bakony lesz, a szerzőtől felvett részletes földtani térképpel.

Ami már most a szűkebb értelemben vett ÉK-i Bakonyt illeti, ennek a területnek a rétegsorából az alábbi elemeket kell kiemelnünk, melyek a Bakony regionális geológiájának előttünk fekvő első részében alapul szolgálnak és a következő táblázatokban tekinthetők át:

AZ ÉK-I BAKONY RÉTEGSORÁNAK ÁTTEKINTÉSE.

I. TRIÁSZ.

Közet	Kor	Jellemzés	Kövületek
Gyroporellás dolomit	Kagylósmész — keuper	Fehér, helyenként violaszínű árnyalattal jellemzett, cukros szövetű dolomit	Kis molluszkum-kőbelek, <i>Gyroporella</i> -fészkek
Raibli mészkő	Karni emelet	Barnásszürke, szaruköves meszek	<i>Tarquenia</i> n. sp. <i>Zygo-pleura hybrida</i> KOK.
Földolomit, Dachstein-dolomit	Nori-juvavi emelet	Szürke és barnásszürke dolomitok, gyakran szilánkos töréssel. Egyes fészkekben kövületekkel	A <i>seccoi</i> -csoport Megalodontái, a Déli Alpok fáciesének Megalodontái
Dachsteini mészkő és kösszeni rétegek	Rhätli emelet	Füstszerű, sárgás, fehéres, egyenlő mészkövek, kagylós töréssel. Vékonylemezes, bitumenes márgás meszek	A <i>tofanae</i> -csoport Megalodontái, ritkán gastropodák és brachiopodák. A kösszeni rétegekben <i>Aviala contorta</i>

II. JURA.

Közet	Kor	Jellemzés	Kövületek
Liász dachsteini mészkő	Alsó liász I. A <i>Psiloceras planorbis</i> szintje	Fehéres és sárgás mészkövek, felsőbb részükben vörös foltokkal. Csernye mellett szürke szaruköves meszek	Gyéren molluszkumok, gyakrabban brachiopodák
Alsó szarukő rétegek	Alsó liász II. A <i>Schlotheimia marmorea</i> és <i>angulata</i> szintje	Sötétszürke, vékonypados, agyagos mészkövek szarukőszalagokkal és lencsékkel	Kövületekben szegény, csak ritkán találhatók <i>Rhynchonellák</i>
Liász brachiopodás-crinoideás mészkő	Alsó liász III. A <i>Coroniceras bucklandi</i> és <i>oxynotum</i> szintje	Vörös mészkövek brachiopodákkal és világos vörös mészkövek crinoida nyéltagok maradványaival	Gazdag brachiopoda-fauna

K ő z e t	K o r	J e l l e m z é s	K ő v ű l e t e k
Liász cephalopodás mészkő	Középső liász. Az <i>Amalteus margaritatus</i> és <i>spinatus</i> szintje	Gumós, réteglapjaikon mangánnal bekérgezett vörös, néha fehéres vagy szürke mészkövek	Nautilidák, Phyllocerasok, Lytocerasok, Harpocerasok, ritkán brachiopodák és gastropodák
A Mellár júra-rétegei	Magukban foglalják a liászt és doggert	Liász dachsteini mészkő, szürke mészkövek szarukőpadokkal, sárgás mészkövek crinoideás padokkal, adnethi mészkő szarukővel. (A részleteket lásd a német részben)	<i>Harpoceras boscense</i> , <i>Lytoceras fimbriatum</i> , <i>Hildoceras bifrons</i>
Titon cephalopodás mészkő	Portlandi emelet, alsó titon	Világos vörös és fehéres, tömör, gumós mészkő, szarukő	<i>Phyllocerasok</i> , <i>Haplocerasok</i> , <i>Aspidocerasok</i>
Crinoideás mészkő	Purbecki emelet, felső titon	Sárgás és vörhenyes, kristályos szemcsés, szarukőmentes mészkövek	Crinoidea=nyelek maradványai

III. KRÉTA.

K ő z e t	K o r	J e l l e m z é s	K ő v ű l e t e k
Apt—urgon rétegek (foraminiferás rétegek)	Aptien emelet	Vörhenyes agyagok, felfelé sötét és világos színűek, homokos márgalemezek <i>Muniera baconica</i> =val	<i>Lituola cf. rugosa</i> , <i>Orbitolina discoidea</i> , <i>Exogyra tombecki</i> , <i>Terabratula sella</i>
Rudistás mészkő	Alsó albien	Fehéres és sárgás szirtes mészkövek sok rudistával	<i>Pseudotoucasia san. Euraliolites</i> , <i>Nerinea syriaca</i>
Molluszkás=orbitolinás mészkő	Felső albien, átmenettel a vraconienbe	Világos sárgás mészkövek némi agyagtartalommal és sok kagylóval	<i>Catopygus cylindrica</i> , <i>Orbitolina mamillata</i> , <i>Orbitolina plana</i>
<i>Turrilites</i> =es márga	Legfelső albien (vraconien)=tól alsó cenománig	Sötétszürke márgák, feküjükben gazdag glaukonittartalommal, felettük világos márgák (fehéres sárgáig) glaukonit nélkül	<i>Holaster perezii</i> , <i>Epiaster distinctus</i> , <i>Desmoceras planulatus</i> , <i>Hoplites cf. falcatus</i> , <i>Turrilites puzosi</i> , <i>Turrilites tuberculatus</i>

IV. HARMADKOR.

a) Eocén.

Kőzet	Kor	Jellemzés	Kövületek
Molluszkumosmárga, miliolideás és alveolinás, márgás mészkövek, főnummulinás mészkő, orthophragminás-molluszkumos márga	Lutetien, bartonien	Barnássárga, agyagos márgák sok kagylóval, sárga márgás mészkövek miliolideákkal és alveolinákkal, világossárga, kemény mészkövek nummulinákkal. Oszlopnál sárgásbarna, kövületdús márgák.	A molluszkumosmárgákban fornai fauna, a márgás mészkövekben <i>Biloculina</i> és <i>Triloculina</i> , <i>Alveolina elongata</i> , a nummulinás mészkőben a főnummulinás mészkő típusai stb.

b) Oligocén.

Kőzet	Kor	Jellemzés	Kövületek
Csernyi márgás homokkő	Priabonien	Világossárga, homokban gazdag márgák, finomabbszemű homokkő és homokos agyagok	Echinodermaták, <i>Aturia</i> sp.
Kiscelli agyag	Rupélien	Szürke és zöldesszürke agyagok és szürkésárga homokos agyagok, főképpen foraminiferákkal.	A <i>Clavulina szabói</i> -rétegek jellegzetes faunája
Felső oligocén homokok homokkővel és kavicsal	Chattien	Aprószemű kavics, gyakran konglomerátummá cementezve, homokok, laza homokkővek, homokos agyagok szénteleszinttel	Kövületmentes

c) Miocén.

Kőzet	Kor	Jellemzés	Kövületek
Folyami kavics, konglomerátum és homokkő	Aquitanién, Burdigalién	Durva kavics elkovásodott fával, gyakran konglomerátummá cementezve, homokkő és homok	<i>Magnolites silvatica</i>

d) *Pliocén.*

Kőzet	Kor	Jellemzés	Kövületek
Pontusi rétegek	Pannoniai= pontusi emelet	Csillámos homokok, lágy homok= kölcencsek, agyagok és homokos, gyakran csillámos agyag	Az ÉK-i Bakonyban a fel= színen (feltárások hiányában) kövületekben szegény
Édesvízi mészkő	Levantei	Sárgásfehér mészkövek édesvízi csigákkal	<i>Helix, Planorbis</i> stb.

e) *Pleisztocén.*

Kőzet	Kor	Jellemzés	Kövületek
Forrásmészkövek	Ópleisztocén	Laza, lyukacsos, világossárga mészkövek növénymaradványokkal	<i>Acer</i> = és <i>Tilia</i> =levelek lenyomatai stb.
Görgetegkavics	Ópleisztocén	Feldolgozott mediterrán kavics	Kövesült fák
Dolomit=förmelék= kúpok	Ópleisztocén	Többnyire szögletes, csak éleiken koptatott dolomit=kavicsok	<i>Elephas primigenius</i>
Lössz	Fiatall pleisztocén	Világossárga, porszerű, gyengén csillámos homok	Lösscsiga=fauna

f) *Holocén.*

Kőzet	Kor	Jellemzés	Kövületek
A síkság alluviuma, patakmedrek feltöl= tődése	Alluvium	Iszapos agyagok (Schlick), húmu= szos, homokos agyagok és agya= gos homokok, kavics és homok, a patak völgyek agyagjai	Récens, vékonyhéjú kagy= lók és csigák

Ez a rövid rétegtani áttekintés még nem nyújt bepillantást abba a gazdag faunavilágba, melyet a szerző hosszú évek munkájával a Bakony valamennyi rétegéből összehordott és amely — részben már preperálva — a M. Kir. Földtani Intézetben tudományos feldolgozásra vár. Reméljük, hogy ezek a becses gyűjtemények nemsokára feldolgozásra kerülnek, amennyiben nem jutottak máris szakemberek kezeibe.

AZ ÉK-I BAKONY MORFOLÓGIAI TÁGJAINAK FOLDTANI LEÍRÁSA.

Azokat az egyes tagokat, melyeket az ÉK-i Bakonyban morfológiai és tektonikai szempontokból mint jellegzeteseket ki lehet emelni, az előzőkben röviden ismertettem. A mellékelt tektonikai térkép útmutatásul szolgál az alább következő leírásokhoz, melyeknek könnyebb megértése végett készült.

A MÓR—SZÉKESFEHÉRVÁRI ÁROK.

A Bakony a magyar Dunántúl hegyvonulatainak sorában újabb tag gyanánt illeszkedik a Vérteshez, melynek röghegységétől két nagy tektonikai vonal választja el. A Vértes D-i szélén fut végig az ÉNy—DK-i csapású, nagy mór—csákberényi törés, hasonlóan a Bakonynak ugyanilyen irányú ÉK-i töréséhez, mely Bodajktól Moha felé csap. Ez a két tektonikai vonal zárja be a mór—székesfehérvári árkot, melyet a földtani irodalom ismételtlen említ. Csákberénytől K-re, a csákberényi eocén öböl területén az árkot É-felől határoló törés markáns vonala eltűnik és csak mélyfúrások révén kimutathatóan KÉK felé fordul, hogy azután ismét a felszínen is követhető kifejlődésben haladjon tovább, míg a Horog-völgytől ÉNy—DK-i irányban, a Csákberénytől K-re fekvő Vadkertig csapó repedés végét nem veti.

A térképben kiemelkedő hegytömegekkel élesen jelezve indul ki a Horogvölgy kijáratától az az ÉK-ról DNy-ra irányuló hosszanti törés, mely Csákberény mellett a Kölikhegy tömegét ÉNy-felé határolja, és pedig a mór—csákberényi peremtöréssel ellentétes besüllyedési tendenciával. Ezzel a Kölikhegy röge mint denudációtól tagolt dolomittömeg emelkedik ki, míg a két törés között fekvő térszín mérsékelten lesüllyedt. E két tektonikai vonal mentén úgy a Horogvölgy vadkeri részén, mint DK-en, a Kölikhegy ÉNy-i szélén is felszínre jut a földolomit alatt települő raibli mészkő, amint azt a német szöveg 3. és 4. ábrája érzékíti. Ezekkel a vetődésekkel párhuzamos, délkeletebbre eső hosszanti törés határolja ezután a Kölikhegy rögét ebben az irányban a Vértes előhegysége (Vorland-ja) felé. Ezeket a töréseket két haránt-törés keresztezi. Az egyik az Ugróvölgyből jön és ÉNy—DK-i irányba csap. Ez határolja a Kölikhegy rögét DNy-i irányban az árok területe felé. A másik tektonikai vonal, mely — mint említettük — a Horogvölgyet követi, a Középhegy alatt, a Gránási-hegy tömegének szélén K-re fordul. Ez határolja ezt a K-i peremtájékot a móri ároktól É-ra, az előhegység felé. Ezek a törésvonalak a mellékelt átnézetes tektonikai térképen világosan követhetők.

A Bakony másik nagy ÉK-i peremtörése alkalikus forrásaival Bodajktól Csurgón át Moha felé követhető, ahol a fúrás révén feltárt Ágnes-forrás szénsavas savanyúvize valószínűleg ezzel a töréssel áll kapcsolatban. Hogy a Bakonynak ez a peremtörése mint repedés — fiatalabb képződményektől takarva — Bodajkon túl Bakony-sárkányig folytatódik-e, vagy a Bodajk—Csernyei-hegy ÉK—DNy-i vetődése mentén — mely a Bakony eme legkeletibb szakaszának É-i letörését eredményezte — megszakad-e, az egyelőre nyílt kérdés marad.

A két nagy tektonikai irányvonal között fekszik a mór—székesfehérvári árkos terület, mely a mélységben a földolomit tömegeiből épült fel. E fölött következik az eocén, és pedig alul kontinentális képződményekkel, fölöttük a fornai rétegekkel, melyek a mór—székesfehérvári ároknak csupán a K-i részében fejlődtek ki. Magyaralmástól É-ra és Söredtől K-re a lösztakaróból gyengén kiemelkedő, dolomit-dombokból álló tömeg helyezkedik el, mely a Tóhelydombot is magában foglalja és melyet a térszínben sajnos, világosan föl nem ismerhető régi törések zárnak körül. Úgylátszik, ez a térszíni küszöb a mély-

ségben Ny=felé, Bodajk—Fehérvárcsurgó irányában folytatódik, az eocén kifejlődése nélkül, hiszen a Bakonynak Bodajkról Csurgó felé csapó peremén is csupán földolomitból álló hegyhátakat találunk eocén képződmények nélkül, mely utóbbiak még csak Csurgótól K=re lépnek fel. Ez a triász kori hát a móri árok csákberényi peremét eocén öböllé alakította, melyben igen változatos üledékek rakódtak le. Ezeket — ha nem is élesen — az alábbi szintekre lehet tagolni.

A legfelső fedőt az alsó barton emelet tisztán tengeri üledékei alkotják: mészkövek *Nummulina striata*-val, homokos márgák Nummulinákkal és Orbitoidákkal, melyeket miliolideás mészmárgák követnek.

Ezeket a márgákat mélyebb rétegekben ismételtelen elegyes vízi közbetelepülések szakítják meg, melyek a felső lutécienbe vezetnek át. Brakvízi rétegek következnek *Melániák*-kal, *Cerithiumok*-kal, melyek közé széntartalmú édesvízi képződmények is beiktatódnak. Eocén öblünk némely szakaszában ezután ismét miliolideás márgák következnek, *Fusus*-, *Pecten*-, *Cardium*- és *Mytilus*-héjakkal, melyeket ismét kagylós elegyesvízi rétegek követnek.

Legalul, ennek a heterogén eocén sorozatnak a fekéje gyanánt végül kontinentális képződmények: dolomitkavicsot tartalmazó homokok, vagy más helyeken vörhenyessárga homokkő, fehéressárga és vörhenyes édesvízi mészmárgák, úgyszintén helyenként bauxitszerű agyagok következnek.

Ezalatt az eocén rétegek komplexus alatt végül a felső triász kori földolomit következik.

Az eocén rétegeket azonban a csákberényi öbölben a felső oligocén fedi, mely a hegységek peremei felé kiékelődik, míg a föléje települő pontusi=pannoniai üledékek a széleken emelkedő triász=hegységekig nyúlnak el.

Ezt a szerkezetet a csákberényi eocén öblön belül a német szöveg 7. és 8. ábráiban bemutatott két szelvény érzékíti.

Ami már most az árok tulajdonképpeni ÉNy-i szakaszát illeti, Bodajk, Csókakő és Mór felé a földolomitra következő legmélyebb tag a felső oligocén formáció. Felszínre ezen a területen seholsem bukkan, de összetételét és kövületeit mélyfúrásokból jól ismerjük. Tarka változatosságban homokok, homokos kavicsok, kavicsok, szén csak ritkán tartalmazó agyagok, továbbá márgapalák alkotják itt rétegeit, kövületek tekintetében egyes fúrásokból ritkább növényi maradványok, továbbá molluszkumok kerültek elő. A bivalvák közül a *Cytherea*-nem említendő, a gasteropodák közül pedig a *Cerithium margaritaceum* és a *Melanopsis hantkeni*. Ezek jelenléte esetén bizonyos, hogy felsőoligocén rétegsorral van dolgunk.

A mediterrán képződmények is csak az árok peremi tájékain fejlődtek ki kontinentális üledékek alakjában. Bodajk DNy-i szélén, Mór felé, Bodajk és Törösi-pusztá között a pannoni időkben elkövódott fákat tartalmazó kavics került feldolgozásra.

Árkunk ellenszárnyában, szorosan a Csókahegy peremén, a csúcs alatt kontinentális mediterrán képződményekkel találkozunk, melyeknek édesvízi faunáját SUMEGHY JÓZSEF írta le.¹

Nagyobb szerepet játszanak továbbá a móri árok területén a felszínen ugyan nem, de a mélységben általánosan elterjedt pontusi=pannoniai rétegek, melyeket a német szöveg behatóbban tárgyal.

Uralkodó szerepet játszik árunk felszínén a lösz, mely a móri árok és a Bodajki-víz mélyedésétől ÉK-felé terraszt alkot. A részletekre vonatkozólag a német szöveg nyújt adatokat, mely a móri árok alluviális kitöltéseit is tárgyalja.

¹ Földtani Közlöny, LVI. kötet, 1926,

A BAKONY PEREMI RÖGEI A BODAJK—MOHAI NAGY TÖRÉS MENTÉN.

Vegyük most szemügyre a móri árokterület DNy-i peremét, a nagy bodajk—mohai törés mentén felbukkanó bakonyi hegyekkel együtt. Ebben a peremi részében a földolomit triászkorú rétegeiből felépített hegység KÉK-ről NyDNy-felé csap és É-felé dől. Ez a csapásirány nagyjából a Magyar Középhegység D-i részének hegyvonulataihoz alkalmazkodik.

A Bakony ÉK-i részének felépítésében a triázon kívül mint következő legidősebb tag az eocén lerakódásai vesznek részt, melyek teljes diszkordanciával támaszkodnak a triász képződményekhez. Ezek az eocén rétegek — természetesen eltérésekkel, melyeket a típusos fornai fáciesű eocénben mindenütt követhetünk — fentt inkább meszes, tengeri kifejlődésnek felelnek meg, míg a mélyebb részek márgások, lágyabbak és számos Orthophragminát, Bryozoont, úgyszintén fornai típusú molluszkumokat tartalmaznak. Ezekre az idősebb képződményekre a hegység szélén — mint már a mór—székesfehérvári árok leírásánál kiemeltük — a pontusi rétegek és a lösz települnek.

Kétségtelen, hogy a Vorlandban húzódó nagy bodajk—csurgó—móri főförfésvonalon kívül a Bakonyban e vonalon innen kiemelkedő ÉK-i peremét is förfések szabdalják. Ezek részben a főförféssel párhuzamosak, részben arra merőlegesen haladnak, amint az a tektonikai térképen látható.

Ezeket a bodajk—mohai nagy törés mentén fekvő peremi rögöket Ny-felé a Varjúvár sasbérce-től és az isztiméri fennsíktól a nagy Gaja-törés választja el. Rendkívül érdekes epigenetikus völgyképződéssel állunk itt szemben, mely harántrepedésen alapul. Ez a harántörés, melyre már PRINZ GYULA rámutatott,² a völgyek lejtőin leszakadt sziklák alakjában található dolomitrétegeket az átförfési völgy két oldalán egyenlőtlen helyzetbe hozta. A fentiekben vázolt tektonikai vonalak mentén alkotta meg a hegységképző mozgás a bodajk—mohai nagy törés peremi rögöit.

A VARJÚVÁR SASBÉRCE ÉS AZ ISZTIMÉRI FENNSÍK.

A Gaja-patak átförfésén innen a földolomit tömegei 300 m-nél magasabb sasbérc alakjában emelkednek föl. Ez a Varjúvár röge, a Kőhegy és Várhegy csúcsaival. E sasbérceken belül a földolomit rétegei általában inkább KÉK—NyDNy-i csapást követnek, mely néhol még a K—Ny-i irányba is átmegy igen határozott É-i dőléssel. A sasbérc D-i peremén azonban a rétegek ÉK—DNy-i irányba fordulnak. A rétegek településében tehát bizonyos eltérés domborodik ki az előbb tárgyalt bodajki peremrögterülettel szemben, mely utóbbin a dolomitrétegek csapása inkább az ÉK—DNy-i irányhoz igazodik. A dőlés legalább is a Gaja-völgy szomszédságában meglehetősen meredek: 40° és 50° között váltakozik.

A tájképben ez a sasbérc dolomitháromszög alakjában mutatkozik, melyet ÉK-felé a Gaja-völgy törése, ÉNy-felé a Bakony nagy peremi törése, végül délen az a már említett, KÉK-ről NyDNy-felé haladó vetődés határol, mely a Várhegy és Kőhegy magaslatai alatt keresztezi hegyvidékünket.

A Varjúvár eme sasbércein innen, újabb ÉNy—DK-i hasadék mentén emelkedik az isztiméri fennsík. Ez a törés határolja a fennsíkot ÉK-felé, azután a Vöröshegy lábánál és Felsőharaszt mellett a

² Az északkeleti Bakony idősebb jurakori rétegeinek faunája. A M. Kir. Földtani Int. Évkönyve, XV. köt., 1906—1907.

a Vaskapuhoz húzódik, ahol újabb ÉK—DNy=i irányú nagy vetődéssel találkozik, mely az isztiméri fennsíkot DK=i irányban, a csurgó—csóri hatalmas triászrög felé határolja, DNy=felé ezt a dolomittömeget — bár nem tektonikusan, hanem csak morfológiailag — a dolomitsziklatömegekbe mélyen bevágódott eróziós völgy: a Burokvölgy határolja, mely fennsíkunkat a Ny=felé következő és a Sárberekben és Középberekben jóval 400 m fölé kiemelt dolomitmasszivumtól elválasztja. Északon dolomittáblánk a bőséges lösztakaró ellenére a felbukkanó dolomitszigetek révén a Bakony=hegy É-i peremtöréséig terjed, mely az isztiméri fennsíkot ebben az irányban határolja. A Dültfás=puszta területén a földolomit, mely a fennsík magját alkotja, elkülönült szigetekre bomolva bukkan fel a lösztakaró alól, s a Dirndl=hegynak a tájképben élesen kiugró dolomittömege utolsó tanúja fennsíkunknak északon. ÉNy=on az isztiméri fennsíkot a gyóni eocén öböl váltja fel, míg végül Ny=on a Mellár valamivel magasabban fekvő masszivumát tekinthetjük határának. A fennsík tektonikai határa a gyóni eocén öböl felé a felszínen ma már nem állapítható meg élesen.

Ami már most az isztiméri fennsík belső felépítését illeti, az meglehetősen egyszerűnek mondható. Lényegében dolomitból álló tábla, mely meglehetősen következetesen ÉK=ról DNy=felé csap és átlag 35° alatt dől.

A fennsík nyugati peremén a földolomit fölött dachsteini mészkő települ, áthúzódva a Mellár masszivumához, melybe a fennsík tektonikus vagy morfológiai határok nélkül átmegy. A dachsteini mészkő ott a földolomittal konkordánsan helyezkedik el és szintén ÉK—DNy=i csapást követ. A fiatalabb képződmények közül a mediterrán kavicsnak és a levantei édesvízi mészkőnek az isztiméri fennsíkon csupán maradványai találhatók meg. Csupán az eocén mutat Isztimértől közvetlenül ÉK=re nagyobb felszínes elterjedést. Ezen a helyen a fornai típusú tengeri miliolideás mészkövek idősebb eocén üledékek nélkül, közvetlenül a földolomitra települnek. Ugyanez áll az isztiméri fennsík ÉNy=i lankáján, a Dirndl=hegytől D=re felbukkanó eocén szigetekre is.

Hogy az abradált isztiméri fennsík imént vázolt, külsőleg egyszerű felépítése ellenére, idősebb töréseket rejtene mélyében, több mint valószínűtlen, mert ebben az esetben a táblánk É-i peremén kezdődő dachsteini mészkő nem nyugodhatnék oly zavartalan határvonallal a földolomiton. Hogy milyen egyszerű a hegység szerkezete ezen a helyen, az a német szöveg 11. és 12. ábráiból is látható.

A MELLÁR MASSZIVUMA.

A Bakony hegyvonulatának É-i szakaszában, az isztiméri fennsíktól Ny-ra következik a Mellár masszivuma, melybe az isztiméri fennsík — mint már említettük — tektonikai határok nélkül, fokozatosan megy át. Morfológiai tekintetben azonban az É-i Bakornak ezt a területét bizonyos mértékben mégis külön választhatjuk, és pedig Ny=on a Mellárról a Gaja felé lehúzódó Tüzköves árkok, a magaslaton magán, DNy=felé a Bükkösárok legalsó, DK=felé irányuló folyása, É=felé Királyszállás, D=felé pedig a Burok=völgy középső, K=felé irányuló szakasza révén, mely a Mellárt itt a Sárbercek dolomittömegeitől választja el. A Mellár masszivumának magvát földolomit alkotja, melyre úgy É=on mint Ny=on rhäti dachstein= mészkő települ, és pedig konkordánsan. A Mellár földolomitjának csapása az ÉK—DNy=i irány körül ingadozik, a K=i és D=i szakasz felé egyre meredekebb dőléssel, mely ott 35° -ig emelkedik. Ny=on Király=szállás határában a dőlés sokkal enyhébb, úgy hogy a triász a tési magas fennsík területén a Mellárral szemben erősen megváltozott réteghajlást mutat.

A triászhoz csatlakoznak a Mellár híressé vált júrarétegei. Ezek konkordánsan települnek a felsőtriász dachsteini mészkövére és a pusztakisgyóni erdő legfelső harántnyiladékatól általában KÉK—NyD Ny=i csapással húzadnak a Mellár É=i lejtőjén Ny=felé, ahol felszínes elterjedésük növekszik. E júrasorozat legmélyebb tagja, mely szorosan a rhäti dachsteinmészkőre támaszkodik, Ny=felé a csősz uradalmi erdőkig húzódik, ahol a tési fennsík lösztakarója alatt eltűnik. A feküben dachsteini típusú liász mészkövek találhatók, melyek a rhäti meszektől gazdagabb brachiopoda=tartalmukban különböznek. Ez a Csősz=pusztától K=re eső, Ny=i területre áll. A pusztakisgyóni erdők lankáin, tehát megváltozik a legalsó liásznak ez a dachsteini típusú fáciese és szürke — világos és sötétszürke szarukövet tartalmazó — kissé szilánkos mészkövekbe megy át, melyek ezekben a rétegekben hosszúra nyúlt lencséket formálnak. A dachsteini fáciesű, halványsárga mészkövek helyenként szemcsés szövetű, crinoideás padokba mennek át. Az ezzel a legalsó liáskomplexussal szorosan összefüggő szarukőképződmények a lejtőkön kisebb-nagyobb tömbökben hevernek szanaszét és szilánkjaik az erdő talaját is megtűzdelik. Ez a legidősebb júraképződmény mintegy 500 m széles zónában húzódik Ny=nak, a pusztakisgyóni erdő terület felé, ahol a hegy lejtőjébe mélyen bevágódó, Tűzköves=ároknak nevezett két szűk völgyecske húzódik lefelé, az említett liász feküthet a legfelső fedüig pompás feltárásokban mutatva be a Mellár júrarétegeit, melyek=ről a német szövegben részletesen szövegek.

Erre a liázsorozatra következik a titon crinoideás mészkő, mely itt egyetlen utolsó rögben maradt meg, egyebütt a denudáció áldozatául esett.

A Mellár júrarétegeinek fenn vázolt kifejlődését a német szöveg 14. ábrájában közölt sematikus szelvény magyarázza.

A júrarétegek területe a Melláron Csernye mellett eocén előtti töréseket mutat, melyeket a dachsteini mészkő és az alsó szaruköves liázmészkő közötti határ mentén ismerhetünk fel. Ez a határ a Mellár=masszivum ÉNy=i részében még messze előrenyúlik a kisgyóni erdőségek felé, Ny=on a csősz birkaistállók közelében azonban már élesen visszahajlik, majd 500 m=el délebbre a tési fennsík felé csap. Ez a törés a Ny=i Tűzköves=árok felső végéhez is elhúzódik és könnyen érthetővé teszi azt, hogy az árok bejáratánál a titon crinoideás mészkő egy újabb részlete szorosan a dogger cephalopodás mészkő mellé került. Ez az árok, mely meredekebben vágódik be a júrarétegekbe, mint ahogy azok É=felé dőlnek, az árok bejárata felé mindig idősebb júraképződményeket tár ugyan fel, azonban a titon crinoideás mészkő ebben a második, déli rögben mégis azt a benyomást kelti, mintha diszlokáció révén került volna a júrasorozat mellé.

A SÁRBEREK DOLOMITRÖGE.

A Mellár masszivumától D=re, a nagy Burokvölgyön túl, a Bakony K=i része hatalmas dolomit=tömegben emelkedik ki, melyen a 436 m magas Sárberk uralkodik. Ezt a tömeget ÉNy=i, É=i és K=i szélein a mélyen bevágódó Burokvölgy mintegy kihalásítja a K=i Bakony hegyvidékéből. Délen is nagy peremtörés határolja élesen, D Ny=on pedig a Burokvölgy bejáratát majdnem elérő Borbélyvölgy választja el a tési magas fennsíktól. A Sárberk dolomittömege mérsékelttagolt fennsík, melyből mintegy dombok módjára emelkednek ki a Középberek és a Sárberk kúpjai. Altalajában mindenütt szálban áll a felső=triász földolomit és ha ez a felszínen agyagosan el is mállozott és az agyagot látszólag csupán dolomit=

törmelék spékeli, úgy hogy a mezőgazdaság számára megművelhető talajt szolgáltat, azért ezt az egész nagy területet mégis tiszta dolomittömegnek kell tekintenünk, melyen a fiatalabb képződmények teljesen hiányoznak. A földolomit, mely ezt a hegytömeget felépíti, különösen É-i részében a felszínén nem mindig mutat világos rétegződést. Déli szakaszában települése sokkal jobban kivethető: általában KÉK—NyDNy-i főcsapásirányt mutat és mérsékeltlen meredek, 24° és 34° közötti dőlést.

Azok a száraz völgyek, melyek ezt a dolomittömeget átszelik, a hegység általános csapására merőlegesen futnak, tehát a haránttöréseknek felelnek meg, ami azonban éppenséggel nem jelenti azt, hogy itt törésvölgyekkel állanánk szemben, mert hiszen a dolomitpadok települése a völgyek mindkét oldalán többnyire azonos.

A Sárberék dolomittömegének D-i széle a Burokvölgy kijáratánál Kúti tájékán, úgyszintén a Bögreszöllőktől K-re, Újmajornál, Kúti és Várpalota között cukros szövetű és azonos csapással és dőléssel vonul a földolomit alatt, a Sárberék dolomittömegének legmélyebb tagját képezve. Ez a gyroporellás dolomit, mely itt a földolomit fekszik, a mélyebb keuper és a magasabb kagylósmész szintjének felel meg.

A Sárberék dolomittömege nagy, KDK—NyÉNy-i irányú, gyengén ívelt repedés mentén szakadt le az édesvízi mészkővel kitöltött kúti—várpalotai árok felé és ily módon a K-i Bakonyra egy újabb morfológiai egységét szolgáltatja.

A GYÓNI EOCÉN PEREMÖBÖL.

Északon a Mellár-masszivum elé települt a gyóni eocén peremöböl, mely Csernyétől D-re, Kisgyón- és Nagygyón-puszták uradalmi erdőiben fekszik. Délen a Mellár masszivuma, K-en a Som- és Dirndl-hegyben¹ kiszögellő isztiméri tábla határolja. Ny-on Pusztá Inota felé előretolt, krétaközetekből álló gát zárja el, mely morfológiailag elválasztja a Ny-on kialakult szápár—dudar—nánai nagy eocén öböltől. A gyóni peremöblöt felszínesen eocén rétegek alkotják, melyek az igen mérsékelt vastagságú lösztakaró alól inkább csak a szélek közelében bukkannak fel. Erről a területről röviden már TELEGDY ROTH KÁROLY „Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli Középhegység ÉNy-i peremén“ című értékes munkája megemlékezik,² megerősítve vizsgálataim eredményét, melyeket ott még a háború előtti időkben végeztem és a német szövegben TELEGDY ROTH munkája alapján kiegészítve tárgyalok.

A K-I BAKONY É-I LETÖRÉSE ÉS ANNAK ELŐHEGYSÉGE.

A Bakony K-i szakaszát a Gaja-patak határolja, mely itt morfológiailag elválasztja a Bakonyt É-i Vorlandjától. Tektonikai tekintetben is határvonalat jelent, amennyiben a Gaja ezen a területen K—Ny-i irányú vetődést követ. Ezzel a töréssel párhuzamosan még egy második is húzódik, mely Bodajk felől Ny-nak halad és a tájképben a Kesellő-hegy,³ Bodajki-hegy, a Varjúvár sasbércei és Balinka fölött a Dirndl-hegy dolomitletörései révén érvényesül. A gyóni eocén öböl területén végzett fúrások szerint ezt a törést a felszínen ugyan nem, de a mélységben igenis tovább lehet követni, és pedig Nagygyón-pusztától D-re a Rékos-hegy É-i lejtőjén, a 266 és 283 m-es magaslatok között, a Csernyénél

¹ Régi térképeken: Somhegy 346 m és Dirndlberg 348 m. Új térképeken csak Somhegy 346 m.

² Földtani Közlöny, LVII. köt., 1927. ³ A régi térképen Bitterberg.

DNy=felé forduló Gaja=völgyig. E két uralkodó tektonikai vonal között a Bakony peremi része lépcsőzetesen beszakadt, úgy hogy a Gaján túl az innenső oldalon kifejlődött régebbi formáció már nagy mélységben nyugszik. A Bakony É-i peremét itt lösz takarja és csak Balinkától közvetlenül Ny=ra, a Gaja=völgy D-i szélén — tehát a második vetődésen innen — találhatók a lösztakarótól mentesült, szürke vékony=lemezkes homokkőrétegek, mállékony homokos közbetelepülésekkel, melyek korunk szerint a legfelső oligocénba tartoznak. Meglehetősen vízszintesen települnek, egyes helyeken enyhén K=felé dőlnek. Talán nem tévedünk, ha feltesszük, hogy a dunántúli nagyszabású mediterrán hegymozgások idején a tulajdonképpeni Bakony előterében törési lépcső keletkezett, mely a régebbi képződményeket, tehát az eocént, krétát stb. valamilyen nagyobb mélységbe juttatta, ma pedig egyhangú lösztömegek töltik ki. Főbb vonásaiban így alakult ki a Bakony É-i letöréseinek képe Bodajk és Csernye között.

Az imént leírt peremi tájék előtt dombos terület fekszik: a veleg—súri dombos Vorland, mely a csernye—súri vonaltól K=felé, Velegen át a móri árokig, D=felé pedig hullámos dombvidék alakjában a Gajáig terjed. Felszínét, különösen Ny-i részében nagy területen lösztakaró borítja, melyből csupán a pontusi=pannoniai rétegek bukkannak fel nagyobb foltokban, míg az idősebb képződmények csak elvétve, rövid, keskeny sávokban, törések mentén kerülnek felszínre.

A legidősebb tag, mely ennek a dombos Vorlandnak a felszínén megtalálható, homokban gazdag márgákból, porhanyós homokkövekből és homokos agyagokból áll a Trojak=malom táján, Csernyétől K=re, a Sikátorhegytől DNy=ra. Ez a „csernyei márgás homokkő“, melynek rétegei kifejlődésükben a budai márgára és a piszkei alsó oligocén rétegekre emlékeztetnek. A gyér kővületek, a Nummulinák teljes hiánya, a növényi maradványok és hallenyomatok fellépése stb., a képződmény alsó oligocén korára utalnak. Ennek alapján a csernyei márgás homokkővet fenntartással a liguriai emeletbe sorozom be.

A középoligocén *Clavulina szabói*=rétegek dombos Vorlandunk területén felszínesen nem fordulnak ugyan elő, a mélységben azonban kétségtelenül nagy vastagságban fejlődtek ki. A felső oligocén ezzel szemben a velegi dombvidéken — bárha csak rövid szakaszon is — megmutatkozik, éspedig a Kisgajarét völgyében, Balinkától ÉNy=ra. Területünk DNy-i része itt hatalmas ÉNy—DK-i harántvetődés mentén kissé lesüllyedt, úgy hogy ezek az idősebb képződmények a törés ÉK-i lépcsőjén, Veleg községnél, a Kövecseshegy lábánál a felszínre csapnak. Sárgás, részben laza homokkővé szilárdult homokok váltakoznak itt aprószemű konglomerátumokkal. A mélység felé ezek a laza homokkőképződmények keményebb, szilárd homokkövekbe mennek át, amint az a Kövecseshegy Ny-i szélén több kis feltárásban látható.

A dombvidék rétegsorában legközelebbi tag gyanánt a pontusi=pannoniai rétegek következnek, melyek ennek a területnek különösen a K-i részében nagy felszínes elterjedést mutatnak. Összetételüket és felépítésüket a német szöveg részletesen tárgyalja.

Mint legfiatalabb tag a lösz következik ezután, mely itt többé=kevésbé vékony takarót alkot és K=felé sok helyütt megszakadozva, a pontusi képződményeket fedetlenül hagyja.

Ebben a velegi dombos előhegységben az utolsó nagy hegymozgásnak: a rhodáninak a hatásait is megállapíthatjuk, melyeket a szerző a Vérteshegység K-i, pontusi—szarmata előhegységében annak idején már felismert és leszögezett. Területünkön ugyanis a pontusi rétegek sem fekszenek mindig vízszintesen, hanem gyakran lejtős települést mutatnak. Tekintettel arra, hogy a pontusi üledékek a levantei időben aránylag nagyon plasztikusak voltak, fennáll annak a lehetősége, hogy rétegeik az idősebb alzat akkori=ban meginduló újabb tektonikai megmozdulásai alkalmával csekélyebb fokú felboltozódásokat és bemélye=

déseket szenvedtek, mert hiszen a merevebb tömegek nyomásának feltétlenül engedniök kellett. Valódi posztponthusi törések a Kisgaja völgyében láthatók, mely haránttörést követ. Kétségtelen, hogy ennek az előhegységnek a területén még számos hasonló irányú töréssel számolhatunk, melyek azomban a lösztakaró miatt a táj képében, sajnos, már nem ismerhetők fel világosan.

A TÉSI MAGAS FENNSÍK.

A Mellár masszívumától Ny-ra a Bakony fokozatosan nagy, tágas fennsíkka emelkedik, melynek közepében fekszik Tés község és Csőszpuszta. Ezt a nagy tési magas fennsíkot, mely K-felé tektonikai választóvonal nélkül megy át a Mellár masszívumába, É-, Ny- és D-felé nagy törések metszik ki a Bakony-hegységből, míg K-i irányban, a Sárberék dolomittömege felé, a Burokvölgy sziklaszorosa és a Borbélyvölgy szolgáltatják morfológiai határait. Északon Jásd és Bodajk között a Gaja folyása a K-i Bakonyvonulatnak ezt a nagy É-i peremtörését követi, ÉK-DNy-i csapással, azután közvetlenül Bakonyánától D-re DNy-i irányba kanyarodik, míg el nem éri Felsőperét. Ez választja el a tési magas fennsíkot ÉNy-felé az előtte elterülő dudar-nána-szápári nagy, óharmadkori, barnaszénteleges medencétől. Perénél újabb hatalmas törés kezdődik, mely a magas fennsík DNy-i és D-i letörésével együtt világosan kifejezésre jut a táj képében. Ez a pere-palotai törés, mely Felsőperétől ÉNy-DK-i irányban, a Csengőhegy alatt, az Üreg Futóné D-i lábánál és Móróctető alatt elhaladva, lapos ívben Ny-K-i irányba kanyarodik, majd a hajmáskéri lőtér É-i szélén, a Sötéthorog és a Bérhegy magaslatai alatt, a Várpalota feletti leszakadásig húzódik. Innen DNy-ÉK-i irányba fordulva, az isztiméri fennsík D-i pereméig, Kuti-községig fut.

Ezek a vetődések, melyek a lépcsős törésekkel kiemelt tési magas fennsíkot három oldalról határolják, a bakonyi hegyvidéknek ebben a szakaszában tájképileg nem egyformán érvényesülnek. A pere-palotai nagy repedés helvézien előtti és még csak az első mediterrán emelet idején kezdődött. Ennek a mentén a D-en és DNy-on emelkedett fennsík a mélybe süllyedt, a tési magas fennsík ellenben sasbérc gyanánt helyben maradt. Nagyon valószínű, hogy az a hegymozgás, mely ennek a tektonikai vonalnak a mentén indult meg, Ny-on tovább tartott, mint K-en, mert hiszen Ny-on a törések nyomai jóval fiatalabbnak látszanak. A nagy törés felett kiemelkedő hegylejtők itt meglehetősen egységesek, az erózió még nem tagolta őket aprólékos részletekre, sőt a rög kiálló, letört oldalából az elvetődés magasságát is némileg meg lehet ítélni. Itt tehát olyan tektonikai képpel állunk szemben, mely a röghegységek fiatalkori állapotára emlékeztet. Ilyen jelleggel halad a pere-várpalotai repedés a Bérhegynek a hajmáskéri lőtér fölött levő K-i letöréséig, a Bántavölgyig, ahol hosszanti törésünket harántvetődés metszi. Utóbbi ÉNy-DK-i irányban, a Kalis-tó felől jön, lefutása mentén a Várpalota feletti dolomithegyvidék némileg lesüllyedt. Innen kezdve a hosszanti peremtörésünk fölé kiemelkedő rög oldalának a jellege megváltozik. Az itt DK-felé néző hegylejtők már erősebben tagoltak. A nagyon szelid lankákon, melyek itt a nagy tési magas fennsíkról DK-felé ereszkednek, a földolomitba harántvölgyek vágódtak be, melyek ma a fiumarák jellegét mutatják. Ebben az alakjában a tési fennsík DK-i peremét éretten tagoltnak, helyesebben a fiatalkori és előregedett állapotokkal szemben közepesen érettnak minősíthetjük. Hasonló a Gaja-törés jellege is, mely a tési magas fennsíkot É-on határolja, éspedig Bodajktól Jásdig a Gaja folyása mentén, azzal az eltéréssel mégis, hogy Jásd felé a törés lefutása a tájképben mindinkább elmosódik. A tési magas fennsík nagyon menedékesen ereszkedik le az eléje települt fiatal feltöltések alá, de a

Gaja repedésének vonala felett a tési platóra feltörekvő dombblejtők mégis mindenütt régi törések forradásait mutatják, amilyenek pl. az orbitolinás=molluszkumos mészkő csuszamlási lapjai, kővértjei a bakonynánai Zsidóhegy É-i peremén. A hegységnek ebben az egész szakaszában a törések állapotát éretnnek mondhatjuk és a tektonikai crökifejtés kezdetét a kréta végétől az alsó eocénbe átnyúló időbe helyezhetjük. Hogy a Gaja=törésnek ebben a szakaszában a hegymozgások a helvéciai mediterrán idő után újra éledtek, abból a körülményből is kiviláglik, hogy a tési plató területén felszínesen előforduló kréta- és triász-közetek ezen a nagy tektonikai vonalon túl, É-on nagy mélységben nyugosznak, úgyhogy a szápári oligocén bányaterületen 400 m-nél nagyobb mélységben sem érték el azokat.

Ny=felé ennek a nagy törésvonalnak a jelei mindinkább elmosódnak. Jásdnál talán még az jelzi a vetődést, hogy a krétaidőszak turriliteszes márgája itt, a Gajavölgy É-i szélén már igen csekély magasságban fekszik, holott D=en, a völgyön innen, a tési plató felé a denudációtól még megkímélt szigetszerű maradványa meglehetősen magasan található az ott szálban álló orbitolinás=molluszkumos mészkőre települve, amiből a Gaja törésvonalán túl történt lesüllyedése nyilvánvalóan kitűnik.

Jásdtól Bakonynána felé nagy peremi vetődésünk a táj képében nem követhető többé világosan. Csupán az bizonyos, hogy Bakonynánától Felsőpere felé ÉÉK-DDNy-i irányban halad tovább. A tési platóhoz tartozó, magas fekvésű Borsóföldön ugyanis itt, Felsőpere fölött az idősebb alaphegység dachsteini mészkőve és dachsteini típusú liász mészkőve mutatkozik, melyet ÉNy-DK-i csapásban és ÉK-i dőléssel a rudistás mészkő koronáz, míg ezzel szemben a Gaja=törésen túl, Veim=pusztá mellett a Szénáshegy lesüllyedt rögc krétakorú rudistás mészkő alakjában jelenik meg. Utóbbi az előbbihez hasonló, de inkább É-D-i irányba igazodó csapást mutat. Följe az orbitolinás=molluszkumos mészkő és a turriliteszes márga telepszik, melyek K=felé, a törésvonalig a Borsóföld triász-júra-alsókréta rétegei alá dőlnek.

A tési magas fennsík felépítését szemléltetően magyarázza a német szövegben közölt, Esztergártól Veim=pusztán és a Szénáshegyen át a Borsóföldig fektetett harántszelvény.

Tény továbbá az is, hogy Jásdtól K-re, a Kallóc=malomnál a nagy Gaja=törésből újabb, K-ről Ny-ra csapó törésvonal ágazik ki: a jásd-esztergári régi repedés, mely itt, a tési magas fennsík lábánál, a dudar-nána-szapári óharmadkori medence fölé kiemelkedő lépcsőt hozott létre. Ez az óharmadkori medence üledékeivel ellentétben álló, krétakorú alaphegység Jásdtól Ny=felé vonul, főbbnyire szigetek alakjában, melyek turriliteszes márgából állanak és mindenfelé felbukkannak a lösztakaró alól, így Jásdnál magánál, továbbá a Kányás=erdőben Bakonynánától K-re, úgyszintén Veim=pusztán keresztül egészen Esztergár vidékéig. Ez a törésvonal Bakonynána községnél az onnan Pusztá Nagyveimen át Esztergárra vezető dűlőút közvetlen szomszédságában halad. Ez hozta létre az eocén előtti időben a jásd-nána-esztergári töréses lépcsőt a dudar-nána-szapári óharmadkori medence peremén. A Jásd és Bakonynána mellett telepített mélyfúrások ezt a felfogást megerősítették.

Vizsgáljuk meg ezeketán a tési magas fennsík belső felépítését. A legidősebb tag, mely ebben résztvesz, a nori földolomit, mely a fennsík egész D-i részét alkotja, a nagy pere=palotai pcremtöréstől ennek a hegységrésznek majdnem az É-i leszakadásáig. Rétegei ebben az egész övben olyan csapást követnek, mely a K-Ny-i és KÉK-NyDNy-i irányok között ingadozik, dőlés átlag 25° körüli, de egyes helyeken, így pl. K=en, a várpalotai dolomit-blejtőkön meredekké is válhat.

Erre a földolomitra települt a rhäti dachsteinmészkő teljesen konkordáns módon, helyenként, pl. a Vágóhegy peremén Királyszállástól D-re, a kösszeni rétegekkel társulva. Dachsteini mészkőből épült

fel a tési magas fennsík \hat{E} -i szakaszának a felszíne, a Királyszállásról Csöszpusztán át Alsópere felé húzott vonal mentén, melyet azonban a fennsíkon nem lehet jól követni, amennyiben — különösen \hat{E} -i részét — nem éppen vastag lösztakaró fedi, mely Tés és Csösz lakosságának jó mezőgazdasági területeket szolgáltat. Ennek a dachsteini mészkőcsoportnak a rétegei a földolomittal szoros konkordáns kapcsolatban állva, analog csapást és dölést mutatnak. Csapásuk általában a $NyDNy-K\hat{E}K$ -i iránynak felel meg, de azután a tési magas fennsík DNy -i peremén, a Csengőhegy területén $Ny\hat{E}Ny-KDK$ -i irányba fordul. Dőlésük a tési plató tömegének különböző részeiben némi ingadozást mutat, de \hat{E} -felé dőlő padjai a fekéjében következő földolomit szomszédságában ezzel megegyezően, tehát átlag 25° -os lejtéssel települnek. Északi irányban, a fedő felé a dőlés ellaposodik, szögértékei $18-20^\circ$ közé esnek, eltekintve azoktól a helyektől, ahol lokális felboltozódások, vagy horpadások tektonikai helyzetváltozásokat idéztek elő. Töréssokkal kapcsolatos diszlokációk itt ügylátszik csak alárendelten szerepelnek és nehezen követhetők, ha a dachsteini mészkő triászrétegei a felszínen nem társulnak más kőzetekkel. Horpadásra (Einwölbung) vezetem vissza a dachsteini mészkő települését Felső- és Alsópere között, a Csengőhegy peremi letörésénél, ahol rétegei erősen megváltozott települést mutatnak, amennyiben itt inkább $\hat{E}Ny-DK$ -i irányban csapnak és egészen laposan, $4-9^\circ$ alatt \hat{E} -felé dőlnek.

A rhäti dachsteinmészkővel szoros kapcsolatban állnak a liász dachsteini mészkő rétegei Bakonyánánától $D=re$, a Borsóföld területén. Ha itt, a kőzetek erősen mállott felszínén nem is figyelhetünk meg világos rétegeződést, a két formáció határvonala mégis a Csengőhegyen, Alsó- és Felsőpere közt fellépő dachsteini mészkősorozat településének felel meg, mely utóbbi $\hat{E}Ny-DK$ -i csapással, konkordánsan dől a liász dachsteini mészkő alá. Hasonlóképpen a tési magas fennsík \hat{E} -i peremén is találkozunk a dachsteini mészkő fölött hozzá nagyon hasonló liász dachsteini mészkővel, melyeket már a Mellár júra rétegeiről szóló fejezetben leírtam.

Ezek fölött következnek a krétaképződmények, melyek a tési magas fennsík egész \hat{E} -i lejtőjét felépítik. A triász-júra-sorozattal szemben településük határozott diszkordanciát mutat. Mert, ha a rétegek csapásiránya meg is egyezik a tési magas fennsík triász képződményeinek csapásával, dőlésük enyhébb marad és csupán $K=en$, a Csiklingvár területén, a Rékos-hegytől $DNy=ra$ ér el nagyobb szögértékeket, míg Ny -felé egyre laposabban települnek a triász kőzetekre.

A krétaformáció rétegsorának kifejlődését a tési magas fennsík \hat{E} -i lejtőjén a német szöveg behatóbban tárgyalja. Itt röviden csak a következőket emelem ki. Mint legmélyebb tag az apt-urgon emelet kőzetei (foraminiferás rétegek) lépnek fel a Kiscsöpögőárok legfelső részében, a Kistési-tanya szeszfőzőházától $\hat{E}=ra$, továbbá a Csöpögőárok felső szakaszában, ahol majdnem $\hat{E}-D$ -i csapással 20° alatt dőlnek a hasonlóan települő rudistás mészkő alá. (L. a német szöveg 19. ábráját.) Ezekre a legelső képződményekre konkordánsan települ a rudistás mészkő és az orbitolinás-molluszkumos márga. A csapás és dőlés irányainak csekély változásait a nagy laramiai hegymozgás alkalmával történt felboltozódások és horpadások igen világosan megmagyarázzák. Az orbitolinás-molluszkumos márgára végül a szó tágabb értelmében konkordánsan a turriliteszes márga telepszik.

A rétegeknek ez a normális települése a tési magas fennsík $\hat{E}Ny$ -i lejtőin tektonikai szempontból igen érdekesen megváltozik a „tési boltozat” területén, amit a részletes német szöveg írásban és képen érdeme szerint ismertet, megemlékezve azokról a hosszanti törésekről is, melyek ezt a lejtőövet átszelik. A tési magas fennsík \hat{E} -i lejtőit azonban haránttörések is tagolják. A ma itt bevágódott árkok ezeket az

clmozdulási vonalakat követik. Az első ilyenfajta haránttörésnek felel meg a Csikling=vártól Ny=ra, már a Szápár=malom táján, az ÉK=felé szálban álló rudistás mészkörög és a D=felé mintegy alája dőlő orbitolinás=molluszkumos, márgás mészkő érintkezése.

A következő vetődés azt az árkot követi, mely a Doboshegyet Ny=felé határolja. Ennek mentén az egyébként orbitolinás=molluszkumos, márgás mészkőtől fedett rudistás mészkő felszínre jut, és pedig a völgy Ny=i oldalán. Itt a tési plató É=i lejtőinek területén pikkelyes szerkezettel találkozunk, mely tovább Ny=felé, ÉNy=ról DK=felé csapó vetődésekben folytatódik. Az orbitolinás=molluszkumos, márgás mészkő alatt fekvő rudistás mészkő azonban a tési magas fennsík ÉNy=i lejtőinek árkaiban nem mindig ilyen tektonikai vonalak mentén és rögök megbillenése kíséretében jut ismét felszínre, hanem helyenként a platóról a Gajába vezető árkok vízének az esős időszakokban tekintélyes eróziója is feltárta.

Az árok fenekét a rudistás mészkő, partjait az orbitolinás=molluszkumos márgás mészkő alkotja, amit különösen a közvetlenül Tés község alatt, a tési malom felé vezető, szurdokszerű árokban lehet jól megfigyelni. Rendes körülmények között azonban a rudistás mészkő újrafelbukkanásai a mélyebb árokreszekben leveles törésekkel kapcsolatosak.

Áttérve ezek után a tési magas fennsík É=i lejtőjének legnyugatibb részére, megállapítható, hogy ennek a hegységrésznek a leszakadási pereme a Gaja mentén Bakonynánánál tektonikailag kissé elmosódott. Itt az orbitolinás—molluszkumos márgás mészkő a Zsidóhegy É=i peremén — melyet a Gaja epigenetikusan áttört — már nagyon is eltérő települést mutat. Ezeknek a krétakorú rétegeknek az eredetileg inkább a hegység csapásához alkalmazkodó települése itt K—Ny=i, sőt KÉK—NyDNy=i csapás=irányba fordul, igaz, hogy nagyon lapos dőléssel, melynél az iránytűvel végzett mérések pontatlanokká válnak. Ezekre a rétegekre a Gaja mentén a turritiliteszes márga települ konkordáns módon. Hegynek fel, már a tési magas fennsík Ny=felé néző peremén az alaphegység rétegci mindinkább ÉNy—DK=i csapásba mennek át, ÉK=i dőléssel, ami a Borsóföld területén figyelhető meg, ha eltekintünk az alább leírandó tektonikai zavaroktól. A peremen a csapás majdnem É—D=i, csekély elhajlással Ny=telé és a rudistás mészkő meredek K=i dőlésével. Sajnos, a rudistás mészkő rétegzése a fennsík borsóföldi peremén nagyon elmosódott, amihez az erőteljes felszíni mállás is hozzájárult. Csupán a Ny=i peremen világosabb a település, magán a fennsíkon azonban a feltárások hiánya folytán nehezebben állapítható meg. Itt fenn a Borsóföldön szálban álló rudistás mészkő igen változatos települést mutat, ami a tektonikai térképen is látható. Ez a változatosság a rétegek hullámosságára és esetleges haránttörésére vezethető vissza, mely keresztülhalad a Borsóföldön, de annak erősen elmállott és letarolt krétamészkő=felszínén alig követhető.

Itt a tési magas fennsík Ny=i peremén a rudistás mészkő — mint ezt már hangsúlyoztuk — ÉÉNy—DDK=i csapást és K=i dölést mutat, a lejtőn lefelé pedig hasonló csapással de lapos dőléssel és nem közvetlenül alája települve, hanem harmadkorelőtti törésvonal mentén a liász és triász dachsteini mészkövek váltják fel. A rudistás mészkő, mely a fennsík peremén eredetileg magas helyzetet foglalt el, a törésvonal mentén oly módon süllyedt le, hogy az itt É-ról D=felé csapó rétegei meredekebb helyzetbe kerültek és ma is 45°-ig emelkedő szögek alatt dőlnek K- és DK=felé, míg ugyanazok a rudistás meszek a fennsíknak a Borsóföldekre eső területén lankásabban dőlnek.

A perci völgy törésvonala felett a Borsóföldre és a Csengőhegyre felemelkedő ójura- és triász=közeteket a Gaja folyása felé — mely itt ÉNy=i irányban Bakonynána felé halad — igen bonyolult és matematikailag nehezen rögzíthető peremtörések és lecsúszási vonalak határolják. Ilyen vonalszerű élességgel

még nem határozható tektonikai elmozdulások mentén a rudistás mészkő — mely a Borsóföld területén még a fennsík Ny-i peremét koszorúzza — a föléje települt többi krétakorú képződménnyel együtt a Gaja völgyének területére süllyedt le, amint azt már a tési magas fennsíkot bekeretező tektonikai fővonalak leírásánál kiemeltük.

Az imént leírt tektonikai törésvonalak, melyek a tési magas fennsíkot É=, Ny= és D=felé körül= határolják, közepesen érettek, sőt a meredeken leszakadt peremek lábánál, a pere—palotai törésvonal egyenesen fiatalnak mondható. Ezzel szemben azok a mozgások, melyek a fennsíkot érték, mielőtt az abrázió magas fennsíkká (Bergplateau) alakította volna ki, öregek, hiszen a nagy krétavégi hegymozgások= hoz tartoznak, melyeknek nyomai ennek a hegységrésznek az arculatában tájképileg már nem ismerhetők fel. Ezekről a régibb kéregmozgásokról csupán a mezozoos formációk közötti határoknak a normális csapásiránytól észlelhető erősebb eltérései tanúskodnak, azokon a helyeken, ahol a magas fennsíkot nem takarja be a lösz. A konkordánsan egymásra települt földolomit= és dachsteini mészkő=retegek határvonala, mely a tési magas fennsík löszmentes részein jól térképezhető, gyakran élesen megtört vagy meghajlított lefutásával azokra a régibb, elsődleges tektonikai zavargásokra utal, melyek a fennsíkot a messze múltban érték. Ilyen határozott zavargási vonal követhető az említett idősebb mezozoos rétegekben a tési platótól DNy=felé a Hegyesberek és a Csengőhegy között, mely éles szögben megtöredve választja el — kétségtelenül anormális módon — a dachsteini mészkövet a délebbre kifejlődött földolomitól, ellentétben a dachsteini mészkő és a Hegyesbektől É=ra következő kösszeni rétegek között húzódó zsinóregyenes határral. Nagy, régi törésvonal ez, mely a fiatal pere—palotai repedésen túl, az előtté Ny=on lesüllyedt nagy hegyvidéken csak tektonikailag, tájképileg azonban nem követhető.

Nem szögletesen megtört, hanem meghajlított határvonal található a dachsteini mészkő és a földolomit között a tési magas fennsík K=i peremén ott, ahol az fentebb tárgyalt Mellár=masszívumhoz csatlakozik. Királyszállás mellett, a Bükkös=ároktól D=re a lösztakaróból kb. $\frac{1}{2}$ km széles földolomit=zóna bukkan fel a konkordánsan rája települt dachsteini mészkővel. A két képződmény határvonala, úgyszintén maguk a rétegek is Királyszállás mellett a Ny=i részen Ny=ról K=re csapnak, keletebbre, a középső részben DNy=ról ÉK=felé, végül a K=i szakaszban, a Burokvölgy=felé ismét majdnem Ny—K=i csapás= irányba fordulnak vissza. A földolomit és a dachsteini mészkő határvonalában éles szögletek nincsenek, úgyhogy két régi ÉNy—DK=i haránttöréssel aligha hozhatók okozati összefüggésbe. A határvonal inkább ki=be hajlik, tehát a csapást követő, ki=be hajló rétegtelepüléssel állunk szemben. Egészen lokálisan ezek a régi tektonikai mozgások redőzést is hozhatnak létre, mint pl. a Hajagos jurakorú szarukőrétegeiben Zirc mellett.

Röviden összefoglalva: a tési magas fennsík mezozoos rétegekből felépült masszívum, melyet elsőd= legesen régi diszlokációk kereszteltek, másodlagosan pedig fiatalabb törések hasítottak ki a hegyvidékből.

A DUDAR—NÁNA—SZÁPÁRI NAGY ÓHARMADKORI MEDENCE ÉS ANNAK BARNASZÉNTÉLEPEI.

A tési magas fennsíktól ÉNy=ra két főtörésvonal között besüllyedt, óharmadkori és fiatalabb képződményekkel feltöltött, meglehetősen dombos vidék terül el: a dudar—nána—szápári nagy óhar= madkori medence.

DK_r, tehát a tési magas fennsík felé kezdetben, Csernyéről Jásd_r felé a Gaja folyását követő, a táj képében világosan megfigyelhető törés határolja, mely azonban Jásdtól Bakonyánára felé elmosódik és csupán a Zsidóhegy Ny_r leszakadásában mutatkozik meg ismét határozottabban. A Zsidóhegytől Ny_r és a Veim_r pusztától DK_r re a Csigahegy határolja az óharmadkori medencét D_r felé, KDK_r től NyÉNy_r felé húzódó peremtörés mentén. A Bakonyánától DNy_r ra eső Szénáshegy — melyet már az előző fejezetben említettünk — É—D_r i töréssel megosztott kettős rög, mely a tési magas fennsík felé némileg lesüllyedt. Ny_r felé, a veimi tábla irányában É—D_r i csapású, Ny_r felé kihajló törés határolja, mely Felsőpere felé folytatódik. A Csigahegyet átszelő, említett É—D_r i törés ezt a magaslatot É_r felé ereszkedő völgyület mentén két különálló kúpra tagolja. A Ny_r i kúp lejtőjén fölfelé ÉÉNy—DDK_r i csapásban és enyhébb K_r i dőléssel rudistás mészkő található, melyre a kúp magasabb részeit felépítő orbitolinás=molluszkumos márgás mészkő települ. A második, K_r i csúcsot a repedésen innen szintén a rudistás mészkő sziklatömegei építik fel, melyek fölött a K_r i lejtőn a lösztakaróból az orbitolinás=molluszkumos márgás mészkő és a föléje települt turriliteszes márga emelkedik ki. Ennek a K_r i csúcshoz a Ny_r i lejtőjén a rudistás mészkő rétegei megváltozott, meglehetősen pontosan az É—D_r i irányhoz alkalmazkodó csapással és hasonló K_r i dőléssel települnek. A Csigahegytől Ny_r ra, Kis_r Veimpusztá területén ugyanazokból a krétaközetekből felépített, helyzetét illetőleg nehezebben értelmezhető táblarög következik, melyet Ny_r felé újabb törés határol. Utóbbi a Vadalmás_r erdő és Villóhegy Ny_r i szélétől jön, kb. DDNy_r től ÉÉK_r felé, kissé meggömbült lefutással és a Veim_r pusztá már említett peremi töréséig csap.

Mint már a bevezetésben kiemeltém, a dudar—nána—szápári óharmadkori medencét ÉNy_r felé ott felbukkanó mezozoos tábla keretezi. Ez a K_r i Bakony É_r i leszakadásának ellenkulisszáját alkotja, triász_r és jüra_r közetekből, valamint nummulinás mészkőből felépített nagy rög alakjában, melyet magos—sűrű—gerendavágási táblának nevezhetünk és amely mint olyan Ny_r felé a Cuha völgyéig terjed. Ez határolja ÉNy_r felé a dudar—nána—szápári nagy óharmadkori medencét, éles ÉK—DNy_r i irányú peremi vetődés mentén, mely Nagyesztergártól É_r ra, Dudaron át a Magoshegy lábánál Bakonyoszlop határáig húzódik.

Nagyesztergár mellett, a két említett hegység szárny között, nagyobb tektonikai törésektől megkímélt kapu maradt, melyen keresztül a dudar—nána—szápári nagy óharmadkori medence a zirci cocén teknoval kapcsolódik össze. Ezek a röviden jellemzett tektonikai vonalak keretezik a dudar—nána—szápári nagy óharmadkori medencét, melynek belső felépítését a német szöveg tárgyalja részletesebben.

A ZIRCI EOCÉN TEKNŐ.

Fentebb megbeszélt dudar—nána—szápári óharmadkori medencénk — mint már hangsúlyoztuk — a két hegység szárny között éles morfológiai és tektonikai választóvonalak nélkül vezet át Nagyesztergárnál a zirci eocén teknoébe. Utóbbit tektonikailag a következő törési rendszerek határolják, melyek az átnéztes tektonikai térképen világosan láthatók: Északon az Imremajor töréses mezeje a Cuha_r hegy D_r i peremén, Ny_r on a nagy Cuha_r törés, D_r en pedig az olaszfalui nagy töréses mezők. Ez a három tektonikai egység választja el a zirci cocén teknot az említett három világtáj felé, a föléje emelkedő triász_r, júra_r és krétakorú alaphegység tömegeitől. Eltekintve a soha sem hiányzó, 10 m vastagságot elérő lösztől, ezt a teknot az Eplény_r pusztán át ide származott alsó mediterrán_r kavics tölti fel, mely alá a német szövegben leírt oligocén és cocén képződmények települnek.

LÉPCSŐS TÖRÉSEK A ZIRCI EOCÉN TEKNŐ É-I PEREMÉN.

Mint az átnézetes tektonikai térkép mutatja, a zirci eocén teknőt \dot{E} -on és Ny -on egy-egy főtörés-vonal határolja, melyeket másodrendű törések egészítenek ki Kardosrét és Imremajor közt, Zircről \dot{E} -ra. Ezek lépcsős töréses területet alakítottak ki itt. D -ról \dot{E} -ra, tehát Kardosrétről Imremajor felé haladva az Alsószesztra rögével találkozunk, melyet a Felsőszesztra és Bocskorhegy magaslataitól vetődés választ el. Utóbbit egyrészt a Felsőszesztra, másrészt Imremajor felé két vetődés határolja el tektonikailag. Magát a Bocskorhegyet eocén előtti törés tagolja. Ezeket a tektonikai viszonyokat szemlélteti az Alsószesztrán, Felsőszesztrán és Bocskorhegyen át, Kardosrét és Imremajor között fektetett szelvény, mely a 32. ábrán látható. K -felé ezt a lépcsős töréses területet vető határolja, mely ennek a rögcsoportnak a lábánál Kardosrétről Imremajor felé húzódik, Ny -on pedig a Cuha tektonikus völgye szolgáltatja ennek a rögökre tagolt hegytömegnek a természetes határát. Ennek a lépcsős töréses területnek a felépítését röviden a következőkben jellemezhetjük: Ezekben a hegyrögökben a felszínen legalul a dachsteini fáciesű liász mészkő települ, felette a liász II, mely vékonypados, kőületekben szegény, agyagtartalmú meszezből áll szarukőszalagokkal és lencsékkel, amint az a német szöveg 33. ábráján világosan látható, ahol a szarukő a nap fényében csillog. Az alsó liász eme rétegeire az Alsószesztrán cephalopodás mészkőből álló lokális rög következik, melynek csak kőbelek alakjában megmaradt szerves zárványait sajnos pontosan meghatározni nem lehet. Ezt a gumós vörös mészkövet vörös szarukőközbetelepülései alapján az *Amaltheus margaritatus*-szint liász cephalopodás mészkővének tekintem. Régi vetődés mentén \dot{E} -felé, a Bocskorhegy területén titon crinoidás mészkő következik, mely alatt a mélyebb titon fehér brachiopodás mészkővei (a *Pygope diphyas*-rétegek) települnek. Az Alsószesztra rögének területén ez a jurasorozat $\dot{E}K$ — DNy -i irányba csap és DK -felé dől.

Azon a repedésen túl, mely az Alsószesztra eme rögét a Felsőszesztra rögétől elválasztja, a jura rétegei másképp települtek, amennyiben inkább \dot{E} — D -i csapást és K -i dölést mutatnak.

A Bocskorhegy \dot{E} -felé következő röge a liászt illetőleg meglehetősen hasonló viszonyokat tüntet fel. A Bocskorhegy csúcsán ezeket a rétegeket lösz takarja. A Bocskorhegy $\dot{E}K$ -i peremén, a már említett régi vetődés mentén, a titon az alsó liász sorozattal találkozik. Utóbbiak Flórapusztánál bor-vörös, crinoideás, csengő mészkövek alakjában fejlődtek ki, melyek majdnem K — Ny -i irányban csapnak és lankásan D -felé dőlnek. A Bocskorhegy \dot{E} -i lejtőjén, már a Cuhahegy felé, a régi törés mentén az alsó liással érintkező titon vörös, sok crinoidea-nyéltagot tartalmazó lemezes mészkövek alakjában, D -en brachiopodás, diphyás mészkő-típusú padokkal a liász szintjére süllyedt le.

A titon rétegei a Bocskorhegy rögének ebben a szakaszában csekély fokú hajlást vagy megörést szenvedtek, minek következtében a titonüledékek csapása és dölése némileg változó. Ezzel röviden jellemeztük a zirci eocén teknő \dot{E} -i szélén fekvő, lépcsős töréses terület felépítését.

A MAGOS—SÚRÚ—GERENDAVÁGÁS KETTŐS TÁBLÁJA.

Mint már említettük, a dudar—nána—szápári óharmadkori medencét, úgyszintén a zirci eocén teknőt $\dot{E}Ny$ vagy \dot{E} -felé a Bakony főhegyvonulatával szemben kifejlődött mezozoos ellenszárny keretezi be. Utóbbit az uralkodó magaslatok, úgyszintén a morfológiai szempontból táblaszerű, aránylag fiatal,

mérsékeltén tagolt felszíni formái alapján „a Magos—Sűrű—Gerendavágás kettős táblája“ néven vezet=hetjük be a geológiai irodalomba.

Ennek a táblás területnek a K-i szélét a tájképben jól érvényesülő nagy peremi törés jellemzi, mely ezt a táblát ÉK—DNy-i irányban elválasztja a dudar—nána—szápári óharmadkori medencétől és mint vezető vonal az átnézetes tektonikai térképen jól követhető.

ÉNy=, tehát a Cuhavölgy felé a terület tektonikailag a következőképpen alakult ki: Abráziós táblánkat egy már inkább É—D-i vetődés — mely a Nagyesztergárról Bakonyoszlop felé tartó Kőhegy=ároknak felel meg — két szakaszra osztja. Bár a kettő morfológiailag és belső felépítésében is hasonló egymáshoz, az említett törésvonal mentén — külsőleg — mégis meg kell különböztetnünk a K-i részlet=rögöt a dudari Sűrű= és Magos=hegységekkel a Ny-i részletrögötől, melyen a Kőhegy, Cuhahegy és a Gerendavágás foglalnak helyet. A Ny-i részletrög a K-vel szemben az említett törés mentén lebillent, úgyhogy a Kőhegy=árok völgyének K-i oldalán a földolomit a fedő nummulinás mészkőrétegek alól előtűnik. Ezzel a töréssel a Ny-i részlettábla É=, tehát Csesznek és Bakonyoszlop felé — hasonló törésekkel kap=csolatban — némileg kiszögell, amiről az átnézetes tektonikai térképen a tábla É-i határai tanuskodnak. Ezzel szemben a K-i részlettábla Dudar mellett ezt a repedési vonalat D-felé némileg eltérítve mutatja. Ezt a tagolt táblás területet D-felé a zirci süllyedést szegélyező vetődés határolja Imremajornál. Ny-felé a Cuhatörés, É-felé pedig a cseszneki=árok, melyről később még röviden megemlékezem. Ennek a töréssel kettéosztott táblának a belső szerkezete egyszerű. Magját földolomit és arra konkordánsan települő dachsteini mészkő alkotják, mely köztömegek főbb vonulataikban az ÉNy—DK-i irányhoz közeledő rétegcsapást és D-i dőlést mutatnak. Felettük teljesen diszkordáns módon és erre az abra=adált táblás vidékre transzgredálva a főnummulinás mészkő és e fölött a parti régió kagylókban gazdag, nummulinás márgái következnek, melyek a hegységre itt átnyúló Thetis-tengerből a felső eocénben a prioboni eme=etig rakódtak le.

Táblánknak a Kőhegyi=árok repedésein túl fekvő Ny-i részletröge belsejében hasonlóképpen földolomitból és dachsteini mészkőből épült fel, azzal a különbséggel, hogy a táblát borító lösztakaró a rétegek felépítésébe való bepillantást igen megnehezíti, továbbá hogy a triászrétegeket inkább Ny—K-i és ÉNy—DK-i csapáshoz és É=, illetve ÉK-i dőléssel találjuk. A már említett imremajori repedéstől É-ra — mely a táblának ezt a részét D-felé határolja — a Cuhahegy területén hegynek föl dachsteini mészkővel találkozunk. Erre ismét földolomitból álló zóna következik, melyet azonban a tábla tetején, a Cuhahegy és a Gerendavágás magaslatainak területén csakhamar a juvái rétegeket fedő rhäti dachstein=mészkő vált fel. Ezeket a dachsteini mészkőtömegeket az abra=zió a Gézaháza=pusztá völgye felé annyira elhordta, hogy a velük teljesen konkordáns földolomit a völgy talpa felé felszínre bukkan, és pedig K—Ny-i irányú csapással és É-i dőléssel. A földolomit itt igen laposan fekszik, mely körülmény a rétegek hajla=dozását e nagy táblán belül — ahol a triász kori alaphegység csapása és dőlése minduntalan megváltozik — még világosabban megmagyarázza, olyan értelemben, hogy Bakonyhegységünk éppenséggel nem típusos röghegyvidék, hanem törésektől szabdalta hegység, melyben a mezozoos kőzetek helyenként hullámosan települtek. A dachsteini mészkő, mely konkordánsan fekszik a juvái dolomitos altalajon, teljesen hasonló települési formákat mutat, azzal a különbséggel, hogy ezek a táblánk ÉNy-i része felé mindinkább vastagodó rhäti sziklarétegek inkább ÉNy—DK-i irányba csapnak és É-felé dőlnek. A nummulinás mészkő ellenben a részlettábla egész területén csupán kis szigetekben van meg, és pedig az ÉK-i szakaszon,

Csesznek táján. Az abráziótól szigetekbe tagolt nummulinás mészkő itt diszkordáns és változatos településben található a dachsteini mészkőből álló alaphegységen.

Fiatalabb rétegek abrađált kettős táblánk Ny-i szakaszában a fiatal lösztakarótól eltekintve nem igen fordulnak elő. Hangsúlyoznom kell azonban, hogy ha nem is térképezhető elterjedésben, de mégis megtalálhatók az alsó mediterrán kavics egyes maradványai a Gerendavágás táblájának É-i lejtőjén. Szórványos maradványai ezek a mediterrán korszak elején beköszöntött nagy abráziós időszaknak, melyben a Nagy Alföld É-i szélén emelkedett régi variszkuszi hegységről a mezozoikumot letaroló förmelékfolyamok zúdultak a Bakonyra.

AZ ÖREGHEGY SASBÉRCÉ ÉS A CSESZNEKI APRÓ RÖGÖK.

A Magos—Sűrű—Gerendavágás kettős táblájától É-ra pontusi rétegekkel és lösszel feltöltött árok következik, mely táblánkat a 494 m-el kulmináló Öreghegy rögétől választja el. Ezt az árkot: az Aranyos-patakot DK-felé az előbb tárgyalt kettős tábla É-i peremén húzódó, DNy-ról ÉK-felé csapó repedés, É-on hasonló irányú vetődés határolja, mely utóbbi DK-felé zárja le az Öreghegy sasbércét. ÉK-felé a Cuha-föréssel párhuzamos repedéssel találkozunk, mely a sasbércet DNy-felé határolja, tehát ÉNy-ról DK-felé halad és tektonikai folytatása a Magos—Sűrű—Gerendavágási kettős tábla ÉK-i betörésének. ÉNy-felé ez a sasbérc pompás, DNy-ról ÉK-re csapó és a Bakonyhegységet itt, É-on szegélyező vetődés mentén emelkedik ki. Ez a vetődés a Cuhavölgy kijáratánál, Sándormajor mellett a táj képében oly szépen érvényesül, hogy a szerző ceruzavázlatban rögzítette. (Német szöveg 37. ábrája.)

Ezt a sasbércet a Bakony É-i peremén, az említett törések mentén kiemelt szigetnek tekintem, mert hiszen — bár csupán a sasbérc felszínén, a szántóföldekben elszórva látható — alsó mediterrán kavics koronázza. Ezek DK-felé, a hegyvidéken sokkal mélyebb térszínen fekszenek, bár ilyen körülmények között azoknak a táblának éppen ellenkezőleg magasabban kellene kulminálniuk. Ez is igazolja a Dunántúli Dombvidéken az utolsó 40 évben végzett méréseket, melynek során 200 mm-ig terjedő emelkedéseket állapítottak meg.¹

A sasbérc belső szerkezetét az a szelvény magyarázza, melyet a Gerendavágás táblájától DK—ÉNy-i irányban az Öreghegyig fektettem. A német szöveg 38. ábráján látjuk az Aranyos-patak árkos beszakadását és túl rajta az Öreghegy sasbércét, melynek DK-i része földolomitból, ÉNy-i része pedig dachsteini mészkőből áll, mely kőzetekhez helyenként — különösen a sasbérc É-i lejtőjén, — a nummulinás mészkő apró maradványai támaszkodnak. Annak ellenére, hogy ennek a sasbércnek a lejtői jó feltárásokat szolgáltatnak, az összetételében szereplő triász tömegek települése mégsem követhető világosan, minthogy ezek a kőzetek főbnyire csupán vaskos, szabálytalan tömbökben mutatkoznak a felszínen, melyeken rétegzést felismerni nem lehet. A dachsteini mészkő rétegei mindenesetre ÉK—DNy-i irányban csapnak és D-felé dőlnek.

Az Öreghegy egész D-i szakaszában kifejlődött földolomit települése eltér a dachsteini mészkőtől, mert — amennyire megfigyelhető — ÉK-ról DNy-felé csap ugyan, de Ny-felé dől.

¹ GÁRDONYI JENŐ: A régi felsőrendű szintezési alappontok magasságainak változásai. A M. Kir. Áll. Földmérés Közleményei, II., Budapest, 1932.

A földolomit és a dachsteini mészkő közötti diszkordancia annál szembetűnőbb, mert Ny=on, a Cuhavölgy vasuti vonala mentén kifejlődött dachsteini mészkőömegek ugyancsak DK=felé dőlnek. A földolomit és a dachsteini mészkő közötti határ tehát eocén előtti törésvonalnak felel meg, melyet a német szöveg 33. ábrájában közölt szelvény is szemléltet. Ez a vetődés az Öreghegy sasbércének területén D=felé nyíló ívben halad.

Az Öreghegy sasbércétől K=re és a Magos—Sűrű—Gerendavágás=i kettős táblától Ê=ra, Csesz=nek táján keskeny, dachsteini mészkőből és diszkordánsan reátelepülő nummulinás mészkőből felépített apró rögök bukkannak fel, még pedig NyËNy—KDK=i és ellenkezőleg, ÊK—DNy=i irányban csapó törések mentén. Ezek az apró rögök dombláncolatot alkotnak, mely a Magos—Sűrű—Gerendavágás=i kettős tábla előtt, Bakonyszentkirálytól D=re, már a Bakony Ê=i előhegységében emelkedik és a német szövegben le van írva.

BAKONYSZENTKIRÁLY—OSZLOP—CSETÉNY—SÜR ÉSZAKI DOMBVIDÉKE.

A Bakony ÊK=i peremén Velegtől Sűríg terjedő dombos előhegységet (Vorland) geológiai szempontból már tárgyaltuk. Ny=felé egészen hasonló, a felszínen fiatal rétegekből felépített dombvidék csatlakozik hozzája, mely a dudar—nána—szápári óharmadkori medencét Ê=felé, és pedig Súrtól Csatka—Csetényen át felváltja, Ny=felé mint előhegység tovább kíséri a Bakony nagy ellenszárnyát a Magos—Sűrű—Gerendavágás=i kettős táblával és az Öreghegy sasbérceivel, Oszlopon át Bakonyszentkirály felé, Ê=on egész Bakonyszentlászlóiig. Ki kell emelnem, hogy ezt az ilymódon szélesedő, gyenge domborzatú vidéket — melyet kis vízfolyások még tovább tagolnak — általában lösz borítja. Ennek egyhangú takarója alatt pontusi lerakódások jelentkeznek, melyeket Sür vidékéről már említettem. A pontusi üledékek nyugatabbra, Csatkánál és onnan egyrészt D=i irányban, Pusztá Csatár felé, másrészt Ny=felé, Oszlop és Bakonyszentkirály határában is, az általános lösztakaró alatt teret hódítanak. Idősebb képződményeket ennek a vidéknek a felszínén nem ismerünk.

A pontusi rétegek kifejlődése az egyes szakaszokban különböző, így pl. Csatkától D=re csillámos homokokat, agyagokat és tovább D=re Csatár=pusztá mellett lösz alatt homokot találunk homokkő=le=csékkal. Utóbbiak nagy muszkovitpikkelyeket tartalmaznak és vékony konglomerátum=szalagok járnak át őket lencsék alakjában. Ezek a lerakódások édesvízi kagylóknak, többek között *Unio*=nak a levegőn hamar széteső héjmaradványait zárják magukba és fekvőjükben konglomerátum=padokat tartalmaznak. A dudar—nána—szápári óharmadkori medencétől Ê=ra eső egész szakaszban, tehát a pontikum típusos édesvízi fáciesben fejlődött ki. Hogy ez a szerkezet a mélység felé miképpen folytatódik, azt csupán a D=en, Csetény mellett telepített mélyfúrásból tudjuk, melyben váltakozó pontusi homok= és agyagrétegek alatt homokos alsó mediterrán görgetegek, majd felső oligocén homok, kavics és konglome=rátum, ez alatt pedig inkább agyagos tengeri oligocén lerakódások jelentkeztek.

Ny=felé, tehát Oszlopon át Bakonyszentkirályig ennek a vidéknek a geológiai képét a német szövegben közölt további megfigyelésekkel egészítettem ki.

A CUHA TÖRÉSVÖLGYE ÉSZAKI KIJÁRATÁTÓL A BAKONY- HEGYSÉG SZIVÉIG.

A Cuha völgye a Bakonyhegységből Sándor-majornál lép ki, ahol részben fiatalabb képződményekkel borított, nagy pannonai abráziós síkságot szel keresztül.

A Cuha kitorkolásától a hegyek világa felé visszamenve, igen jellegzetes sziklás táj bontakozik ki előttünk, mely pompás Megalodonta-lelőhelyeket szolgáltató rhäti dachsteinmész-köből épült fel. A Cuha völgye mélyen bevágódott ebbe a kőzetbe (I. II. tábla, 4. kép). E kép láttára tisztán morfológiai alapon és a sziklakulisszák belső szerkezetébe való bepillantás nélkül normális eróziós völgyre gondolhatnánk, melyet torkolatától belseje felé követünk. Ez a völgy azonban valójában a Cuha folyásának megfelelő főtörésvonallal kapcsolatos és mellette más törésekkel is találkozunk, melyek ezt a töréses területet mozaikszerűen alakították ki. Az első tény, mely arra utal, hogy a Cuhatöréssel áll kapcsolatban, az, hogy az eocén rétegek e nagy diszlokációs vonal mentén, mélyen lennt a völgyben, az ott magasba törő triász sziklatömegek közé mintegy beékelődve találhatók. Dacára ennek a törésvonalnak és a közettömegeken belül azt kísérő eltolódásoknak, a Cuha-völgyben feltárt mezozoos sziklapartok csapás- és dőlés-irányában völgyünk két oldalán nem mutatkoznak lényeges eltérések. Általában a dachsteini mész-kő sziklái a Cuha-völgy É-i kijáratánál az É-D-től K-felé csak kevésbé eltérő irányba csapnak és mérsékelten, 18–21° alatt K-felé dőlnek. Tovább D-felé a közettömegekben kisebb méretű hosszanti törések figyelhetők meg, melyek a rétegek csapásához igazodnak és az egyes sziklatömböket egymáshoz képest néhány méterrel elmozdították. E törések lefutása gyakran megtörik, világos jelül annak, milyen nagyfokú összezúródást szenvedett a cuhamenti kőzetvilág a saját tömegén belül. E fel- és lefelé irányuló tektonikai mozgásokat a rétegek csapását harántoló eltolódások kísérték. Ezt bizonyítják azok a csuszamlási lapok, melyeket az eocén mész-kőben létrehoztak, amint azt pl. a völgy K-i oldalán, a cseszneki vasútállomástól É-ra eső alagút előtt, a főtörésvonal mentén lesüllyedt eocén maradvány-rögök egyikén megfigyelhetjük.

Ki kell emelnem, hogy a Cuha mai folyása követi ugyan a nagy harántirányú tektonikai vezérvonalat, a főtörés azonban csekély eltéréseket mutat a mostani medertől K-felé, amint azt különösen Eplény-pusztá D-i szakaszában, Rátót felé igen jól észlelhetjük. A Cuha tehát nem érte be szerényen azzal a mederrel, melyet a tektonika kiutalt részére, hanem — bár ritkán — kilengésekre vetemedett.

Tovább D-felé haladva, a Cuha-völgy É-i szakaszában az alagút harántolása után tektonikailag rendkívül érdekes képpel találkozunk, melyet a német szöveg 50. ábrája igyekszik szemléltetni. A földolomit ezen a helyen keskeny, ék alakú rög módjára telepszik a völgy Ny-i oldalának dachsteini mesze fölé. Ez a földolomitból álló pikkely települése tekintetében lényegesen eltér az alatta fekvő dachsteini mész-kőtől. A földolomit keskeny öve szélső részein — amennyire megfigyeléseink terjedhetnek — típusos dörzsölési breccsát mutat fel. A fő törési zónát tehát ezen a helyen lokális áttolódás kíséri, mint a Cuha-völgy tektonikai jellegének újabb bizonyítéka.

A völgyben tovább felfelé haladva, az Öreghegy sasbércének lábához érkezünk. Itt a dachsteini mész-kő sziklái hatalmas laramiai vetődés mentén földolomit váltja fel, mely É-ÉK-DDNy-i csapásban és Ny-i dőléssel építi fel sziklatömegeivel a Cuha-völgy Ny-i partját.

Mintegy $\frac{3}{4}$ km-nyire É-ra a Porva-Csesznek megállótól újból hosszanti töréssel találkozunk,

mely átvágja a Cuha völgyét és nummulinás mészkő-rögöt hoz érintkezésbe a földolomittal, míg a völgyben tovább felfelé, majdnem az említett állomásig ismét a dachsteini mészkő jut uralomra a völgy képében.

Kevéssel az állomás előtt, nagy ÉNy—DK-i törés mentén újból a földolomit jelentkezik. A völgy ÉK-i oldalán pompás vonulatban csap a Cuha=hegy felé, fedűjében a dachsteini mészkő sziklatömegeivel koronázva, völgynek le pedig a törés mentén ugyanazok közé a rhäti tömegek közé beszorítva, DK-felé, Imremajor irányában.

Tovább haladva völgynek fel, a dachsteini mészkő fölött már most a dachsteini típusú alsó liász mészkő következik, mely a Cuha=völgy partjait Kardosrétiig építi fel. Erre a völgypartok magaslatain az alsó liász szaruköves rétegei települnek, melyeket a K-i oldalról a Bocskorhegy, továbbá a Felső- és Alsószesztra magaslatával kapcsolatban már leírtam. A völgy Ny-i oldala a liászon belül ugyanilyen konkordáns módon épült fel, azzal az eltéréssel, hogy a Nagy Bocskorhegy D-i lejtőjén, Borzavár és Kardosrét között az alsó liász legfelső részébe tartozó crinoideás mészkő rögeinek maradványai, sőt némi középső liász is települ az idősebb kőzeteken.

Zirchez közeledve, a Cuha=völgy Ny-i oldalában a 450 m-re emelkedő Nagy Bocskorhegy júra-tömegével találkozunk, melyet az alsó liász szaruköves rétegei koronáznak. A Cuha=völgy K-i szárnyán ennek a szaruköves komplexusnak a határa a liász dachsterni mészkő felé a Szesztra=dombokon kb. a 400 m-es magassági görbéhez kapcsolódik. Minthogy a liász képződmények ezen a területen átlag 12—15° alatt K-felé dőlnek, a liász=szinteknek ez a határa — ha tektonikai eltolódások nem játszanának közbe — a Szesztra=hegyek területén valamivel alacsonyabban kellene hogy feküdjék. Ez azt jelenti, hogy a Bakony szívébe vezető töréses Cuha=völgy emez É-i szakaszában a Ny-i hegytömegek lesüllyedését sejtethetjük, melyet a Cuhától követett törés okozott.

Ezzel már el is hagyjuk a Bakony szépséges ÉK-i részét, azzal az érzéssel, hogy a Dunántúli Magyar Középhegységnek geológiai szempontból rendkívül érdekes vidékétől veszünk búcsút, melyhez azonban remélhetőleg nemsokára újból visszatérhetünk, a Bakony regionális geológiájának második részében, mely a D-i Bakonyt a Cuha=völgy D-i szakaszáig fogja tárgyalni.

ÚJABB IRODALOM. — NEUERES SCHRIFTTUM.¹

1931.

- KOVÁCS LAJOS DR.: Adatok az É-i Bakony juraképződményeinek ismeretéhez. Közlem. a debreceni Tisza István Tud. Egyet. Ásv. Földt. Intézetéből. 1. szám, 1934.
 — — Beiträge z. Kenntnis d. Jurabildungen des N-lichen Bakony. Abhandl. a. d. Min. Geol. Inst. d. Stef. Tisza-Universität in Debrecen, Heft 1., 1931.

1934.

- TELEGDI ROTH KÁROLY DR.: Adatok az É-i Bakonyból a magyar középső tömeg fiatal mezozoos fejlődés történetéhez. Magy. Tud. Akad. Math. Term. tud. Ért., LII., 1934.
 — — Daten aus d. N-lichen Bakony-Gebirge zur jungmesozoischen Entwicklungsgeschichte d. ungarischen Zwischenmasse. Math. Naturw. Anzeiger d. Ung. Akad. d. Wiss., LII., 1934.
 IFJ. NOSZKY JENŐ DR.: Adatok az É-i Bakony krétaképződményeinek ismeretéhez. Földt. Közl., LXIV., 1934. és Közlem. a debreceni Tisza István Tud. Egyet. Ásv. Földt. Intézetéből, 3. szám, 1934.
 — — Beiträge z. Kenntnis d. kretazeischen Bildungen des N-lichen Bakony. (Auszug.) Geol. Mitteil. LXIV., 1934. und Abhandl. a. d. Min. Geol. Inst. d. Stef. Tisza-Univers. Debrecen, H. 3., 1934.
 TOMOR-THIRRING JÁNOS DR.: A Bakony dudar—oszlopi „Sűrű” hegycsoportjának földtani és őslénytani viszonyai. A Földtani Szemle melléklete, Budapest, 1934.
 — — Geol. und tekton. Verhältn. der „Sűrű“-Gebirgsgruppe bei Dudar—Oszlop im Bakony-Gebirge (Zusammenfassung). Beilage d. Zeitschr. Földtani Szemle, Budapest, 1934.
 WEIN GYÖRGY DR.: Zirc környékének tironrétegei. Földtani Közlöny, LXIV., 1934. és Közlem. a debreceni Tisza István Tud. Egyet. Ásv. Földt. Intézetéből, 2. szám, 1934.
 — — Tithonschichten d. Umgebung von Zirc. Geol. Mitt. LXIV., 1934. und Abhandl. a. d. Min. Geol. Inst. d. Stef. Tisza-Universität, Debrecen, Heft 2., 1934.

1935.

- TOMOR-THIRRING JÁNOS DR.: Az É-i Bakony eocén képződményeinek sztratiográfiája és tektonikája. Földtani Közlöny, LXV., 1935.
 — — Stratigraphie und Tektonik des Eozäns im N-lichen Bakony-Gebirge. Geol. Mitt., LXV., 1935.

1936.

- TELEGDI ROTH KÁROLY DR.: Jelentés az 1930. és 1931. években a Bakony-hegységben és a villányi hegységben végzett bauxit-kutatásokról. M. kir. Földt. Int. Évi Jelent. 1929—1932-ről. Budapest, 1936. őszén.
 — — Bericht über die in den Jahren 1929—1932 im Bakony- und im Villányer Gebirge durchgeführten Bauxitforschungen. Jahresber. d. Kgl. Ung. Geol. Anst. über 1929—1932. Budapest, Herbst, 1936.

¹ Szerző dolgozatának német szövegét 1933 június 30-án, magyar kivonatát 1936 nyarán zárta le. — Abschluss des deutschen Textes am 30. Juni 1933, des ungarischen Auszuges im Sommer 1936.

REGIONALE GEOLOGIE DES BAKONYGEBIRGES.

I.

VON DR. HEINRICH TAEGER.

VORWORT.

Meine geologische Aufnahme des Bakonygebirges war bis zum Ausbruch des Weltkrieges in der Hauptsache beendet, und wurde nur durch einige Nachtragungen nach meiner Rückkehr aus dem Feldzug, den ich als Kriegsfreiwilliger mitmachte, während des Jahres 1920 nach der Kommune durch geologisch-kartographische Nachprüfungen abgeschlossen.

Hatte ich damit an Hand meiner geologischen Tagebücher die Möglichkeit ein abgerundetes, tektonisches Bild vom Aufbau des Bakonygebirges zu geben, so scheiterte dies nach dem Tode meines hochzuverehrenden väterlichen Freundes und seltenen Lehrers LUDWIG von LOCZY, den ich und wir alle zu unserem Schmerze so früh verlieren mussten. Die kommenden Jahre machten eine wissenschaftliche Publikation unmöglich, einmal wegen Geldmangels und weiter, weil auf rein praktische, wirtschaftlich nutzbringende Geologie das Schwergewicht gelegt wurde. Die Möglichkeit wissenschaftlich wieder zu publizieren, wurde mir bei dem Direktionsantritt von Baron Dr. FRANZ von NOPCSA in der Kgl. Ung. Geolog. Anstalt in Aussicht gestellt, konnte aber bei seiner kurzen Amtszeit nicht verwirklicht werden.

Unter der Leitung der Kgl. Ung. Geolog. Anstalt weiland Dr. HUGO von BOCKH's wurde den praktischen Zwecken der geologischen Forschung, als einzigstes Ziel, ein weites Feld eingeräumt. Um Untersuchungen in dieser Richtung zu erleichtern, wurden meine unpublizierten geologischen Originalaufnahmen freigegeben und für die neuen Feldaufnahmen soweit erforderlich kopiert.

Aus diesem Grunde sehe ich mich veranlasst, um mein Urheberrecht zu schützen, wenigstens den Nordostteil des Bakonygebirges vorläufig zu publizieren, mit der Versicherung niemand zu Leide und unter grösster Anerkennung der geologischen Arbeit, die nach mir von anderen in das Bakonygebirge ausgeschickten Geologen geleistet wurde, und der ich auch in diesem Ausschnitt meiner Arbeit besondere Anerkennung zolle.

Am Ende sage ich dem neuen Direktor der Kgl. Ung. Geolog. Reichsanstalt, Herrn Universitätsprofessor Dr. LUDWIG von LOCZY jun. mit ganz besonderer Hochschätzung meinen tiefempfundenen Dank dafür, dass er diesen Ausschnitt meiner geologischen Arbeit über das Bakonygebirge bereitwilligst in Druck legen liess.

Budapest, im Januar 1933.

DER VERFASSER.

DAS BAKONYGEBIRGE

IM ZUGE DES TRANSDANUBISCHEN UNGARISCHEN MITTEL- GEBIRGES, SEIN WERDEN UND SEINE SPEZIELLE GLIEDERUNG IM NORDOSTEN.

Nur in knappen Worten sei zur Einführung in die regionale Geologie des Bakonygebirges Lage und Werden dieses Gebirgsstückes skizziert und die Elemente seiner heutigen Bergwelt für den nordöstlichen Teil dieses Gebirges kurz zusammenfassend hervorgehoben.

Das transdanubische ungarische Mittelgebirge, eine Bodenschwelle von Mittelgebirgscharakter, gliedert sich vom Donauknie gegen Südwesten in die Esztergom—Pilis—Budaer Gebirgsgruppe, abbrechend nach Westen mit dem Gerecsegebirge, im Süden gefolgt vom Vértesgebirge bis zum Mór—Székesfehérvárer Graben und darüber hinaus dem grossen Bakonyer Gebirgszug. Dieser leitet mit seinem südlichen Abschnitt gegen den Plattensee in das Balatonhochland hinüber, während der Nordwestabfall des Bakonygebirges gegen das Kleine Alföld ausgeht.

Von einzelnen Autoren mit dem ganzen ungarischen Mittelgebirgszug als intramontanes Glied zwischen Alpen und Karpathen aufgefasst, bewahrt es doch nach seiner autochthonen Entstehung und besonderen Tektonik eine Selbständigkeit, welche ihm den Charakter eines Internids zwischen den genannten Gebirgsbögen verleiht.

Während die übrigen Glieder des transdanubischen Gebirgszuges einen monoklinen Schichtenbau zeigen, bleibt das Bakonygebirge der einzige Teil, der uns in seinem südwestlichen Abschnitt den geosynklinalen Charakter des Gebirgsaufbaues verrät. Denn im nordwestlichen Randteil des Bakony finden wir noch die Reste eines Gegenflügels mit widersinnig einfallenden karnisch, norisch und rhätischen Gesteinszügen dem südöstlichen Hauptzug gegenüber. Daraus erkennen wir, dass das heutige ungarische Mittelgebirge nur den einen mesozoischen, im Südosten entwickelten und stehengebliebenen Flügel einer Geosynklinale darstellt. Hierbei ist es nicht ausgeschlossen, dass die zentrale Achse, die Sohle der Geosynklinale am Ende durch einen Sprung präformiert war, und dass entlang dem Sprung dieser dann geknickten Geosynklinale an seine Stelle durch Abgleiten des Nordwestflügels die Verwerfung trat, entlang welcher der Gegenflügel in die Tiefe sank. Wir haben es also im Bakonygebirge, wenn wir von dem dort oberflächlich nicht entwickelten Perm absehen, mit einer ursprünglichen Geosynklinale aus mesozoischen Gesteinen zu tun, die tektonisch eine epirogenetische Entwicklung aufzeigt. Darauf deutet, und wir brauchen dabei nicht einmal ausgeprägt von der Gosau abzusehen,

die allgemeine Konkordanz oder besser die zeiträumlich sich entwickelnde Pänakkordanz¹ der mesozoischen Schichtenserie, die gegen eine orogene tektonische Entwicklung dieses zwischen Ostalpen und Karpathen gelegenen Raumes im Mittelalter der Erde wohl Zeugnis legt. Alle Diskordanzen sind auf postmesozoische orogene tektonische Vorgänge zurückzuführen, auf die Zertrümmerungen durch Bruch.

In Transdanubien und damit auch im Feld des Bakony haben wir also im Mesozoikum eine epirogenetisch einsinkende Synklinalzone ohne orogenetisch länger eingeschaltete Zwischenphasen. Zwar ist ein jungkimmerischer Stillstand vielleicht in einer möglichen Diskordanz des Tithon über Lias und Dogger angedeutet, aber in der jungjurassischen—alt kretazischen Schichtenserie herrscht ausgeprägte Konkordanz. Das ist ein Zeichen, dass wir uns immer noch in einer epirogenen Phase befinden. Einen ersten sicheren Stillstand in der epirogenetischen Einnuldungsphase der ungarischen transdanubischen Zwischenmasse haben wir im Neokom, im Zeitabschnitt der Bildung der Aluminium- und Manganerzlagertstätten, der freilich von kurzer Dauer bleibt. Diese erste beschränkte Pausc in der epirogenetischen mesozoischen Phase vermag aber der bis zur Schwelle des Tertiärs immerhin anhaltenden synklinalen transdanubischen Krustenbewegung keinen erheblichen Abbruch zu tun. Weiter ist in mittelkretazischer Zeit fraglos eine Unterbrechung der epirogenetischen Epoche nochmals festzustellen, die mit der austrischen Gebirgsbildung zusammenfällt. Die einsinkende Tendenz kommt zum Stillstand und die Folge ist eine marine Regression im Obercenoman, bis am Ende des Turon die einsinkende Bewegung neuerlich einsetzt und in der Gosau neue marine Sedimente entwickelt. Es bedeutet dies in Bezug auf die allgemein epirogenetische Phase unserer Geosynklinale im geologischen Sinne jedoch nicht eine volle Umstellung in der Tendenz der Periode, weshalb man keineswegs gleich von grossen orogenen Perioden in der mesozoischen Erdgeschichte im Bakonygebirge sprechen darf.

Erst mit Abschluss des Mesozoikums reift auch das Ende der epirogenen Epoche in Transdanubien. Hier am Wendepunkte von Mittelalter und Neuzeit unserer Erdgeschichte wird die epirogenetische Periode von orogenetischen, mehrfach durch Zwischenzeiten unterbrochenen Phasen abgelöst. Auf die tektonische Evolution des Mesozoikums folgt in einem ersten Abschnitt an der Schwelle des Känozoikums mit Bruch und Zertrümmerung die laramische Revolution.

Diese erste orogene Gebirgsbildung zeigt sich in der stark ausgeprägten Diskordanz des unteren und mittleren Eozän gegenüber den wechselnden Gliedern der mesozoischen Formationsgruppen von der Gosaukreide bis zur Trias. Die vorlutetischen terrestren, untereoziänen oder paleozänen Bildungen stehen so eng in Zusammenhang mit den Schichten des Lutétien, dass man von einer orogenen postkretazisch-vortertiären Bruchgebirgsbildung sprechen darf, die mit der laramischen Faltungsphase der anderen Erdräume zu identifizieren ist.

Durch diese laramische Gebirgsbewegung wird, entlang von longitudinalen, also der epirogenetischen transdanubischen Geosynklinalachse gleich gestellten Brüchen, der ganze Nordwestflügel dieser Geosynklinale in die Tiefe geführt, bis auf stehen gebliebene Reste des Gegenflügels im Westabschnitt des Bakonygebirges jenseits des Cuhabruchtales. Dieses wird damit zu einer morphologischen und tektonischen

¹ Unter „Pänakkordanz“ verstehe ich keine echte, sichere Diskordanz primärer Natur. Sie bildet sich nach den Randgebieten einer epirogenetisch sinkenden Geosynklinale zwangsläufig heraus, indem die später abgelagerten Schichten gegenüber den älteren, schon abgesunkenen, am Ende eine flachere, weniger geneigte Lage, also ein geringeres Einfallen zeigen bei sonst gänzlich gleicher Streichungsrichtung. (Anm. des Verfassers.)

Trennungslinie zwischen Ostbakony und Westbakony. Mit dem Niedersinken des Westflügels der transdanubischen mesozoischen Geosynklinale in laramischer Zeit wird der transdanubische Raum jetzt gegliedert in eine alttertiäre Festlandsschwelle des stehen gebliebenen östlichen Synklinalfügels mit einem ausgeprägt monoklinen Schichtenaufbau, eine Bergmasse, die sich gegen das grosse Alföld an die variscisch gefalteten paläozoischen und archaischen Gesteine anlehnt, die das grossungarische alte Berghochland aufbauen. Diesem Festlandssockel gegenüber prägt sich in entgegengesetzter Richtung ein alttertiäres westliches Vorland aus, das zu den Ostalpen hinüberführt, gegen ein dort weiter entwickeltes kristallines Massiv, und das sich zu einem neuen, känozoischen Sedimentationsraum, also zu einer Vortiefe ausgestaltet.

Es folgt eine Ruhepause in den orogenen Vorgängen, die noch im Unteroligozän anhält und in unserem transdanubischen Senkungsfeld die marinen Ablagerungen des Eozäns und Unteroligozäns geschaffen hat. Erst im Mitteloigozän, zur Zeit der ligurischen Stufe wird durch eine intraoligozäne, jetzt einsetzende neue orogene Phase die ungarische grosse westliche transdanubische Vortiefe zur Verlandung gebracht. Ein neuer Abschnitt in der Ausgestaltung von Transdanubien und des Bakonygebirges beginnt, auf den auch in dem folgenden Kapitel, in der kurzen Zusammenfassung der Stratigraphie hingewiesen werden wird. Diese tektonische zweite Phase ist in Ungarisch-Transdanubien ebenfalls an Brüche gebunden. Der stabile, in der Tiefe entwickelte mesozoische Untergrund der Vortiefe wird in einzelnen Feldern gehoben, und die darauf abgelagerten, weicheren alttertiären Absätze, welche als Einzelkomponenten gegenüber den tieferen, starrerem mesozoischen Massen eine gewisse Spezialmobilität aufweisen, werden aus ihrer ursprünglichen Lagerung zu wölbungsartigen Aufbiegungen und an den Störungslinien zu Schleppungen und mantelförmigen Anlehnungen an den älteren Untergrund geführt. Einer Continentalperiode freigegeben, fielen sie teilweise, in manchen Gebieten ja sogar fast gänzlich der Denudation zum Opfer. Auf diesen Denudationsflächen werden dann die Verwitterungsprodukte der Festlandszeit abgelagert, bunte Kontinentaltone, sandige und tonige Absätze, erfüllt von kaum abgerollten Nummulinen, die nur wenig weit verfrachtet sein können (Tiefbohrungen bei Mór), weiterhin aus Schuttkegeln hervorgegangene Feinkonglomerate und fossililere Sandsteine. Da findet man verfestigte Schuttmassen aus Juragesteinen mit Hornsteintrümmern, Dolomite und graue Kalke der Trias, Quarzite und andere aus dem Urgebirge des heutigen grossen Alföld stammende Gesteine, also Festlandsabsätze, wie sie dem Verfasser aus den zahlreichen Bohrungen am Westrand des Vértés wie im Bakonygebirge bekannt geworden sind.

Richtungweisend zum ersten Mal für die heutige Morphologie des transdanubischen Mittelgebirges war die erste Phase tektonischer Bewegung, die epirogenetische Bildung der Geosynklinale, welche das heutige transdanubische Bergland als einen von Südwest nach Nordost streichenden Gebirgszug präformierte.

Die beiden jetzt soeben geschilderten alttertiären tektonischen Phasen im westungarischen Raum haben auf die weitere Bestimmung der heutigen Landschaftsform nur insoweit einen Einfluss ausgeübt, als in der ersten, in der laramischen Periode ein Nordrand, eine alttertiäre Uferlinie geschaffen wurde. Im Inneren des heutigen Berglandes lassen sich die tektonischen Störungen jener Zeit nicht mehr morphologisch erkennen. Aber dort, wo der Löss die Gesteinswelt uns frei gibt, lassen sich die laramischen Bruchlinien haarscharf im Felsuntergrund verfolgen, wo mit Bruch und Schub Gesteine ganz verschiedenen Alters in angrenzende Nachbarschaft gebracht sind. Auf den im Miozän peneplainartig eingebebnen

Gesteinstafeln können wir sie in ihrem oft zickzackartigen Lauf verfolgen als Dislokationsmarken in einer durch diese alten Verwerfungen heute morphologisch nicht mehr kennzeichnend gegliederten Gesteinswelt. Dieser im heutigen Landschaftsrelief nicht mehr erkennbaren tektonischen Marken wird in allen Abschnitten der regionalen Geologie des Bakony gedacht werden, soweit sie sich auf die Tektonik beziehen, wie beispielsweise im zweiten Teil mit dem Kapitel: „Der Bau der mosaikartig zerbrochenen und lokal verbogenen triassischen Steinwelt südwärts von Hajmáskér—Rátót.“

Die dritte tektonische Epoche, die intraoligozäne orogene Phase, die sich insbesondere in der transdanubischen Vortiefe auslebt und nur durch Aufschlüsse untertage klar erkannt werden konnte, verschwimmt in der heutigen Landschaftsausgestaltung gänzlich und hat auf die jetzigen Bergformen des ungarischen Mittelgebirges und somit auch im Bakony nicht den geringsten Einfluss.

Ausschlaggebend für die heutige Berglandschaft von Transdanubien und so auch für den Bakony wird die folgende grosse, neuerlich an Brüche gebundene orogene Gebirgsbewegung. Sie entspricht der älteren Phase der steirischen Faltung, welche vor der helvetischen Stufe einsetzt. Sie schafft das transdanubische Schollengebirge im Norden mit der Esztergom—Pilis—Budaer Gebirgsgruppe und den Gerecse—Schollen im Westen mit nicht nur dem Gebirgsstreichen parallel laufenden longitudinalen Nordost—Südwestbrüchen und darauf senkrecht gestellten, also Nordwest—Südost gerichteten Transversalrupturen, sondern auch mit oft betonten Nord—Süd und Ost—West streichenden Verwerfungen. Diese verlöschen gegen den nach Süden folgenden Vértesszug und gegen das Bakonygebirge, wo die Bergzüge in erster Linie mit ihren Längs- und Querbrüchen dem Verlauf der Gebirgsmasse angepasst erscheinen. Wir können ruhig sagen, dass die heutigen Formenelemente des Bakonygebirges ihre Entstehung einer intramiozänen neuen orogenen Tektonik verdanken, die der heutigen Gebirgslandschaft des Bakony ihren Stempel aufgedrückt hat. Durch sie wurde das ungarische Mittelgebirge wie der Bakony geschaffen, so wie er jetzt im wesentlichen noch vor uns steht, freilich in der Nachzeit noch reicher gegliedert und abgewandelt.

So beherrscht der stark in Pressung gestandene Zentralteil, der Hochbakony mit seinen Hebungsinseln, dem Körös—Kékhegy, dem Somlóhegy und dem Fekete Hajag als höchste Erhebungen, gleichsam en bloc durch Verwürfe aus der plateauartig entwickelten Fastebene, über die durch Brüche reich gegliederten Bergtafeln herausgehoben, das zentrale Landschaftsbild des Bakonygebirges. Ein grosses Verwerfungstal, das Bruchtal der Cuha zerlegt mit seinem Nordnordwest—Südsüdost gerichteten Lauf das Bakonygebirge in einen westlichen und einen östlichen Teil, während eine hochgelegene Zentralachse des Bakonyzuges, welche die Wasserscheide zwischen Nord und Süd bildet, das Bakonygebirge weiter in Gemeinschaft mit dem Cuhabruchtal in einen nordöstlichen und südöstlichen wie einen nordwestlichen und südwestlichen Bergabschnitt mit entsprechendem Vorgelände gliedert.

Vor der intramiozänen Gebirgsbewegung hatte das Bakonygebirge nur ein Vorgelände im Norden und Westen, also ein Land mit Hügeln und Ebenen zum Kleinen Alföld hin, während das Grosse Alföld im Süden mit seinem damals gewaltigen Urgebirgssockel das hochgebirgige Hinterland unseres Bakony bildete. Diese „*meseta hungarica*“,¹ um den Sammelbegriff „Tisia“ nicht zu gebrauchen, sank nun in dieser vierten tektonischen Phase in die Tiefe, gab damit Raum dem Einbruch des Obermediterranneeres und schuf, soweit der Bakony nicht noch heute berglich sich weiter südwärts an das Balaton—

¹ Mir schwebt hierbei das geologische Bild der iberischen Meseta vor.

hochland anschliesst, ein Vorland im Südosten, das sich vom Fusse des Bakonygebirges zur heutigen grossen ungarischen Tiefebene entwickelt zeigt.

In ihm wie in den anderen Vorlandgebieten des Bakony verschafft sich die fünfte und letzte grosse tektonische Bewegung, mit ebenfalls orogenen Charakter, im Landschaftsbild weiterhin sichtbare Geltung. Sie tritt ganz besonders in dem den transdanubischen Gebirgstafeln im Südosten vorgelagerten mediterran=pannonischen Hügelland in Erscheinung. Die dort vor dem Bakony und den anderen Bergzügen in der Tiefe ruhende starre Masse aus kristallinen, paläozoischen oder altnesozoischen Gesteinen zerbricht von neuem, die weicheren und mobileren darüber gelagerten neogenen Schichten sinken nach, entlang von Brüchen oder an sie gebundenen Flexuren mit oft lokalen Faltenbildungen, während, entlang der stehen gebliebenen stabilen Horste des alten Untergrundes oder den mit ihnen korrespondierenden grabenartigen Einsenkungen, der junge Untergrund nachsinkend oder aufgewölbt sich in Bodenwellen der starrereren Tiefe anschmiegt. Sie haben mit echter Faltung somit nichts zu tun. Das sind die Ergebnisse der postpontischen, vielleicht levantinischen oder rhodanischen letzten orogenen tektonischen Phase. Besonders sichtbar im Landschaftsbild wird sie in den durch Brüche geschaffenen grabenartigen Einsenkungen des Vorlandes. Durch sie werden die in einem einheitlichen Zug entwickelten pleistozänen Depressionen vor dem Balatonhochland, dem Bakony, dem Velence- und Vértesgebirge geschaffen, im Quartär noch generell von Wasser erfüllt, heute noch erhalten im Balatonsee, sumpfig ausgetrocknet im Sárrétbecken, sterbend im versumpfenden Velenceersee und als einstige Seichtwasserfläche heute völlig ausgetrocknet bei Csákvár.

Aber die tektonischen Bewegungen sind im Heute noch nicht erloschen, ja sie scheinen vielmehr weiter aufzuleben. Wenn sie auch nicht im Landschaftsbilde erkennbar bleiben, so konnten diese Bodenbewegungen doch durch geologische Beobachtungen an Quellaustritten im Bakonygebirge wie durch Feinnivellement des staatlichen geodätischen Institutes im Bereiche von Transdanubien nachgewiesen werden. Es hebt sich der Bakony, es sinkt das Alföld! Wir haben also eine kontinentale Bewegung, die wir mit Prof. STILLE als Epirogenese von heute bezeichnen wollen, und die uns zeigt dass wir auf unserer Erde die Zeit einer Evolution miterleben.

Nach dieser kurzen, einführenden Betrachtung der morphologischen Entwicklung des Bakonygebirges als Glied des transdanubischen ungarischen Mittelgebirges von einst bis heute, wenden wir uns in dieser Vorbetrachtung den einzelnen Formenelementen zu, welche regional den nordöstlichen Bakony und sein Vorland aufbauen.

Ein erstes Element scheidet den Bakony von den ihm nach Nordosten vorgelagerten Bergzügen. Es ist dies der Mór – Székesfehérvári Graben, der den Bakony vom Vértesgebirge trennt.

Darüber hinaus erheben sich die Randschollen am grossen Sprung von Bodajk – Moha.

Diese Randschollen an der erwähnten tektonischen Linie werden gegen Westen durch den grossen Durchbruch des Gajalaufes von den hier folgenden neuen morphologischen Einheiten geschieden dem Horst von Varjúvár und der Hochfläche von Isztimér.

Westwärts dieser folgt in diesem nordöstlichen Gebirgsabschnitt des Bakony das Massiv des Mellár, das sich ohne einschneidende tektonische oder morphologische Grenzen aus der Hochfläche von Isztimér herauslöst.

Durch ein eigenartig geformtes Treckental südwärts des Mellármassivs, dem Burokvölgy, von jenem geschieden, erhebt sich mehr südwärts in diesem Nordostabschnitt des Bakony die Dolomitmasse des Sárberék.

Nach Norden, vor dem Mellármassiv, ist an der Nordabdachung unseres Gebirges die eozäne Randbucht von Gyón entwickelt mit ihren lokalen eozänen Kohlen, eine untertage erschürfte, tertiäre Randmulde, die freilich landschaftlich nicht ausgeprägt in Erscheinung tritt.

So gelangen wir gegen Norden zum Nordabbruch des östlichen Bakony und seinem Vorlande mit seinen hügeligen Weiten.

Der eigentliche Gebirgszug aber setzt sich vom Mellármassiv gegen Westen schwach ansteigend mit dem Hochplateau von Tés fort, eine breite Bergmasse aus obertriassischen, jurassischen und kretazischen Gesteinen, die hier oben tafelartig eingeebnet sind, an den durch Gräben aufgeschlossenen Nordhängen aber einen guten geologischen Einblick in den Aufbau dieser Schichtenserie gewähren.

Am Nordrand dieses Hochplateaus, in einer flachwelligen, nach West und Nordwest durch gegliederte Bergtafeln eingeschlossenen Senke ist hier westwärts vom Nordabbruch des Bakony und seinem Vorlande das grosse Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár entwickelt. Im Süden lehnt es sich an das Hochplateau von Tés, im Norden oder besser Nordwesten wird es aber durch eine im Kern aus mesozoischen Gesteinen aufgebaute Gegentafel begrenzt und birgt in seinem Schosse alttertiäre Ablagerungen mit Braunkohlenflözen. Dieses grosse Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár führt zwischen den beiden Gebirgsflügeln ohne scharfe morphologische wie tektonische Trennungslinien durch eine Enge bei Nagyesztergár zur Eozänmulde von Zirc, welche sich bis zum Westhang des Bruchtals der Cuha nach Norden bis zu den westlichen Triasrandbildungen des Sűrűhegy ausdehnt, südwärts von Zirc aber von den westlich des Téser Hochplateaus entwickelten Bruchschuppen um Olaszfalu¹ umfriedet wird.

Der Gegenflügel dieser grossen alttertiären östlichen Einsenkung des Bakonygebirges wird durch tektonische Linien morphologisch im einzelnen weiter in folgende Elemente gegliedert: Das Staffbruchland am Nordrande der Eozänmulde vom Zirc, und die Doppeltafel vom Magos—Sűrű—Gerendavágás, die dort die Gegentafel im Nordostabschnitt des Bakonygebirges zusammensetzen.

Nordwärts von dieser Doppeltafel erhebt sich der Horst des Öreghegy, der nicht nur geologisch, sondern auch landschaftlich ein eindrucksvolles Bild bietet.

Ostwärts davon, südwärts der Ortschaft Bakonyszentkirály haben wir die von einer Burgruine gekrönten Kleinschollen bei Csesznek, die landschaftlich zu den besonderen Schönheiten des Bakony gehören.

Vor diesem ganzen Komplex des Bakonyer nordöstlichen Gebirgszuges ist ein hügeliges Vorland entwickelt, das nördliche Hügelland von Bakonyszentkirály—Oszlop—Csetény und Súr.

Diesen ganzen nordöstlichen Abschnitt des Bakony begrenzt nach Westen das Cuhatal, das in diesem ersten Teil der Regionalen Geologie des Bakonygebirges mit dem Endabschnitt behandelt wird: Das zerbrochene Cuhatal von seinem Nordausgang bis zum Herzen des Bakony.

¹ Letztere finden im II. Teil der „Regionalen Geologie des Bakonygebirges“ ganz eingehende Behandlung.

KURZE ZUSAMMENFASSUNG DER STRATIGRAPHIE.

Bei dem in diesem ersten Teil der „Regionalen Geologie des Bakonygebirges“ behandelten Nordostabschnitt dieses Berglandes mögen die in der Beschreibung angeführten Gesteine in ihrer stratigraphischen Stellung hier einführend nur in kurzer Übersicht zusammengefasst werden. Diese hier vorangeschickte kurze Stratigraphie bezieht sich lediglich auf den nordöstlichen Abschnitt unseres Gebirges. In den späteren Teilen werden diese aufgeführten einzelnen Gesteinsglieder durch die in jenen Abschnitten neu hinzutretenden Formationen oder Schichten eine entsprechende beschreibende Ergänzung finden. Denn der Verfasser hat in seiner geologischen Aufnahmearbeit über den gesamten Bakony mehr als 60 gesonderte Gesteinsglieder kartographisch im Gelände ausgeschieden. Diese, den einzelnen Teilen der „Regionalen Geologie des Bakony“ jeweilig vorangestellte kurze Charakteristik der verschiedenen Gesteinselemente, die das Bergland mit seinen umgürtenden Niederungen aufbauen, bleibt nur ein schlagwortartig gekürzter Auszug einer für später vorbehaltenen Schichtenbeschreibung. In der von der Königlichen Ungarischen Geologischen Anstalt herausgegebenen Serie unter dem Titel: „Geologische Beschreibung ungarischer Landschaften“ wird als nächster Band „Das Bakonygebirge“ mit der vom Verfasser auf Grund seiner Feldaufnahmen zusammengestellten geologischen Spezialkarte: 1:75.000 gedruckt erscheinen. Eine Beschreibung wird dort der Erläuterung dieser geologischen Karte dienen, und die Stratigraphie wird durch diese Karte eine eingehend bildliche Darstellung finden.

Im nordöstlichen Bakonygebirge samt seinem Vorland sind folgende Schichtenelemente hervorzuheben, welche die „Regionale Geologie des Bakonygebirges“ in dem hier in Beschreibung stehenden ersten Teil zur Grundlage hat.

A) DIE TRIAS DES NORDÖSTLICHEN BAKONY.

1. Gyroporellendolomit. Die ganze Muschelkalk- und Keuperschichtenserie vom Reiflinger Kalk bis an den Hauptdolomit wird durch ihn als dolomitische Fazies vertreten. Es ist ein zuckerkörniger, weisser Dolomit mit stellenweise leicht violett angedeuteter Farbentönung. Er führt spärlich fossile Kleinformen von Mollusken in Steinkernen. Charakteristisch werden oft die ab und zu in diesem Dolomit nesterartig auftretenden Gyroporellen.

2. Raibler Kalk (Karnische Stufe). Übertage anstehend im Gebiete von Csákberény finden sich bräunlichgraue, hornsteinführende Kalke der unteren Obertrias der karnischen Stufe in südalpiner Faziesentwicklung. Die Hauptfossilreste bilden Schalen von *Terquenia* nov. sp., deren paläontologische Bearbeitung mit den hier auftretenden anderen Formen Dr. VIGH übernommen hat. Weite muss als eine recht bezeichnende Form *Zygopleura hybrida* KOK. hervorgehoben werden. Dr. SCHRÉTER und der Verfasser haben vor Jahren diese Schichten untersucht und ihre Fauna gesammelt. Ich möchte diese Ablagerung in Parallele setzen mit dem Sándorhegyer Kalk des Balatonhochlandes und der oberen Mergelgruppe der karnischen Stufe. Im Text wie auf der geologischen Karte werden diese Schichten kurz als Raibler Kalk bezeichnet.

3. Hauptdolomit oder Dachsteindolomit (Norisch-juvavische Stufe). Im allgemeinen haben wir hier einen mächtigen Gesteinskomplex von südalpinem Charakter, gekennzeichnet durch graue und braungraue Dolomite, oft und besonders in den unteren Lagen mit etwas splitterigem Bruch. Versteinerungen bleiben eigentlich selten, sind aber in einzelnen Berggebieten des Bakony gleichsam nesterartig angereichert. Bestimmt werden sie durch eine Megalodontenfauna der südalpinen ehemaligen Meeresprovinz, wie einmal von Megalodonten der *seccoi*-Gruppe mit ihren Varietäten und andererseits durch die genugsam bekannten Megalodontenformen der südalpinen Dolomitformation der Croda Dallago bei Cortina d'Ampezzo, wie dem Megalodontenvorkommen der grossen wie kleinen Zinne in Südtirol.

4. Kössener Schichten und Dachsteinkalk (Rhätische Stufe). Auch diese Schichten nehmen am Aufbau unseres Gebirgsabschnittes keinen geringfügigen Raum ein. Gekennzeichnet bleiben sie durch rauchgraue, auch gelbliche und weissliche homogene Kalke mit muscheligem Bruch, die insbesondere Megalodonten der *tofanae*-Gruppe wie *Megalodus mojsvari*, *Megalodus damesi* etc., seltener Gasteropoden und vereinzelt auch Brachiopoden führen. Mit diesem Gesteinskomplex, der im Cuhatal in prachtvollen Felsbänken über 100 m mächtig aufgeschlossen ist, wie dies Taf. I, Fig. 1 vor Augen führt, bleiben in einzelnen Berggebieten die Kössener Schichten verbunden. Dieser Kössener Schichten im nordöstlichen Bakonygebirge wird in dem einem oder anderen Kapitel noch gedacht werden. Sie bleiben charakterisiert als dünnplattige, meist bituminöse Mergelkalke, die leider im Bakonygebirge sehr arm an Fossilien sind und nur selten *Avicula contorta* PORT., wie *Anatina praecursor* QUENST. führen und mit *Terebratula gregaria* SUESS zum folgenden untersten Glied des Jura, dem Liasdachsteinkalk bereits hinüberleiten.

B) DIE JURASCHICHTEN DES NORDÖSTLICHEN BAKONYGEBIRGES.

Die Forschungen des Verfassers in den Juraschichten des Bakonygebirges haben die Gliederung dieser Ablagerungen, so wie sie von E. VADÁSZ¹ vor mir für den südlichen Bakony aufgestellt wurde, nur vollauf bestätigt. Seine wertvolle Arbeit hat meine geologischen Aufnahmen in der Juraserie des Bakonygebirges ausserordentlich erleichtert. Meine im nordöstlichen, oder besser im eigentlichen Bakony durchgeführten geologischen Untersuchungen decken sich mit dem von E. VADÁSZ aufgestelltem Schichtensystem recht gut. Darum möchte der Verfasser, auf die grundlegende Juraarbeit von E. VADÁSZ verweisend, den stratigraphischen Überblick über diesen Abschnitt des Mesozoikums möglichst knapp, und nur in Bezug auf die Juraformation von Csernye ergänzend gestalten. Wir müssen unterscheiden:

1. Liasdachsteinkalk (Kalkstein vom Dachsteintypus; Unterer Lias I. *Psiloceras planorbis*-Horizont). Weissliche und gelbliche homogene Kalke, nach oben auch rötlich marmoriert, mit spärlichen Mollusken und öfteren Brachiopoden, die für diese Kalke gegenüber dem eigentlichen Dachsteinkalk so bezeichnend bleiben. Im Westen, im Bereiche des Cuhatales, sind sie frei von Hornsteineinlagerungen, im Osten jedoch, in den Juraschichten von Csernye begleiten sie aber diese Bildungen, wie dies später aufgezeigt werden wird, und vertreten dann in den höheren Abschnitten dieser Schichten faziell den nun folgenden Horizont.

¹ E. VADÁSZ: „Die Juraschichten des südlichen Bakony“ in Resultate der wissenschaftlichen Erforschung des Balatonsees. III. Band, Teil IX.

2. Untere Hornsteinschichten (Unterer Lias II.). Diese bestehen aus dunkelgrauen, dünnbankigen, fossilarmen, nur selten Rhynchonellen führenden, tonhaltigen Kalken, vollständig durchsetzt von Hornsteinbändern und Hornsteinlinsen. Dieser Feuerstein ist für den Geologen, auch wenn Aufschlüsse fehlen, im Gelände so bezeichnend und bleibt hier gegenüber den tonhaltigen Kalkbänken, die dort meist verwittert sind, so auffallend, dass ihre geologische Ausscheidung als „Untere Hornsteinschichten“ eine völlige Berechtigung verdient. Ich bestätige die Zuweisung dieses Hornsteinhorizontes zur Zone der *Schloth. marmorea* und *Schloth. angulata*.

3. Liasbrachiopoden=Crinoidenkalk (Unterer Lias III, unten *Coroniceras bucklandi*= und oben *oxynotum*=Horizont). Diese Schichtgruppe besteht einerseits aus dichten Brachiopodenkalken, die auch Cephalopoden führende Linsen und Bänke wie im Gebiete des Kopaszhegy südwärts von Borzavár einschliessen. Alle Fossilien, die sie enthalten, gehören dem höheren Unterlias an, und die an Arietiten reiche Cephalopodenfauna des Kopaszhegy schliesst nur Formen der oberen Abteilung dieser Stufe ein. Die untere Partie entspricht dem roten Brachiopodenkalk, den E. VADASZ aus den Juraschichten des südlichen Bakony beschreibt. Mit ihnen in engster Verbindung und sie teilweise faziell ersetzend stehen hellrote Kalke mit Crinoidenstielresten, deren Durchschnitte dem sonst roten Gestein ein weiss getüpfeltes Aussehen verleihen. Sie führen eine sehr reiche Brachiopodenfauna, die sowohl aus den Alpen wie aus dem südlichen Bakony bereits bekannt ist, und die ich zur paläontologischen Bearbeitung gern frei gegeben habe.

4. Liascephalopodenkalk und obere Hornsteinschichten (Mittlerer Lias *Amaltheus margaritatus*= und *spinatus*=Horizont). Wenn diese Schichten auch nicht im nordöstlichen hier in Beschreibung stehenden Teil des Bakonygebirges, sondern vielmehr in seinem Zentralteil, sei es bei Eplénypusztá—Lókút wie im Hochbakony klassisch ausgebildet erscheinen, so müssen sie doch in diesem stratigraphischen Überblick des nordöstlichen Bakony deshalb kurz Erwähnung finden, weil sie auch als ein Bestandteil der hier später folgenden Juraschichten am Mellár aufgefasst werden müssen. Es sind oft knollige, an den Schichtflächen mit Mangankrusten überzogene Kalke von roter Farbe. An einzelnen Fundpunkten erscheinen sie auch mehr weisslich oder grau. Ihre sie beherbergende ehemalige Lebewelt umfasst in der Hauptsache Cephalopoden wie Nautiliden, Phylloceren, Lytoceren, Harpoceren aber auch, freilich selten, Brachiopoden und Gasteropoden. Eng im Zusammenharg mit jenen Cephalopodenkalken oder sie oft begleitend stehen rote Hornsteinlagen, die dem oberen Abschnitt dieser Stufe des mittleren Lias angehören, und ihn im Hangenden ganz erfüllen. Doch kommen sie in unserem nordöstlichen Abschnitt des Bakonygebirges nicht zur Geltung.

5. Die Juraschichten am Mellár (Lias= und Doggerabteilung der Juraformationsgruppe). Um diesen stratigraphischen Überblick nicht zu sehr zu erweitern, verweist der Verfasser in Bezug auf den Aufbau dieser Juraschichten am Mellár auf das später eingeschaltete Kapitel: „Das Massiv des Mellár.“ Anschliessend sei nur betont: Die Juraschichten des Mellár beginnen mit dem Dachsteinkalklias, gefolgt von der Stufe der unteren Hornsteinschichten, wie des Crinoidenkalkhorizontes, freilich in etwas abweichender Ausbildung, wie sie in dem von E. VADASZ aufgestellten Normalprofil des Südbakony und von dem Verfasser im eigentlichen Bakony bestätigend wiedergegebenen Schichtenaufbau der unteren und mittleren Juraserie dieses Gebirgsabschnittes entwickelt sind. Darüber haben wir die Cephalopodenkalkfazies, die sich über den mittleren Lias bis in den unteren Dogger weitet und immer,

wie betont werden muss, Anklänge an das unter 1—4 geschilderte Normalprofil der Juraserie des nördlichen wie südlichen Bakonygebirges aufzeigt. Das bleibt das stratigraphische Bild für den Lias bis hinein zum Dogger in den Jurabildungen am Mellár.

6. *Crinoidenkalk* (Purbeckstufe). Während das Tithon westwärts des nördlichen Cuhatalabschnittes im Gebiete von Zirc, Borzavár, Olaszfalu und Lókút ein reich gegliedertes, geradezu klassisches Vorkommen für das ganze transdanubische Bergland in Ungarn bedeutet mit seinen roten und weissen Cephalopodenkalken im Liegenden, hornsteinführenden Cephalopodenkalken und darüber Kalken mit *Pygope diphya* und gelben hornsteinfreien Crinoidenkalken, haben wir im nordöstlichen Abschnitt des Bakonygebirges, der hier in Behandlung steht, nur das oberste Tithon übertage entwickelt. Ist noch das vorher erwähnte tiefere Tithon mit seinem unteren durch Aspidoceraten gekennzeichneten Horizont wie seinem höheren dazu im Gegensatz Hoplititen-führenden Horizont im obigen Sinne der Portlandstufe einzugliedern, so sind jene oberen Malmschichten, die in der regionalen Geologie des Bakony für das nordöstliche Gebiet beschreibend hervorgehoben werden müssen, der Purbeckstufe zuzuweisen mit der Wahrscheinlichkeit, dass ihre Bildung bis in die tiefste Stufe der unteren Kreidezeit: bis ins Hauterive hineingereicht hat. Diese Entwicklung von Crinoidenkalken in der unteren Kreidezeit wird bei Zirc und Lókút ausgeprägt auffällig, wo besonders am Kakashegy diese Bildungen sich als Brachiopoden-Crinoidenkalk weiter entwickeln und bei Tündérmajor gleich westwärts von Zirc in Hornsteinschichten übergehen. Dieser Tithoncrinoidenkalk im Nordostbakony ist ein gelber, selten rötlichgelber, grob kristalliner Kalk, der durch das Führen von Crinoidenstielresten ausgezeichnet bleibt.

C) DIE KREIDE IM NORDÖSTLICHEN ABSCHNITT DES BAKONYGEBIRGES.

Wenn der Verfasser auch eine klare Gliederung der hier folgenden beschriebenen Kreideschichten im ganzen Bakonygebirge mit seinen Geländeaufnahmen und Profilen gewinnen konnte, so blieb diese Arbeit doch gekrönt durch die so wertvollen Nachprüfungen des ersten Kreidekenners der Welt, eines HENRI DOUVILLE, Hochschulprofessor der École des mines zu Paris. Ce professeur, si célèbre et très honoré avait la bonté d'étudier une collection de fossiles crétaciques du Bakony, que j'avais recueilli, et grâce à ces déterminations si précieuses, j'ai la possibilité de donner un tableau très exacte du système crétacique du Bakony oriental. Mes remerciements anticipés à ce connaisseur excellent de la craie!

In dieser stratigraphischen Kreideübersicht gebe ich also ein Bild, das jede wissenschaftliche Kritik bestehen kann.

Die Kreide im nordöstlichen Abschnitt des Bakonygebirges gliedert sich vom Liegenden zum Hangenden in folgender Weise, wobei hervorgehoben werden muss, dass alle diese Schichten rein marin sind, wenn auch darin kohlige Streifen gefunden werden, die zu ergebnislosen Kohlschürfungen Veranlassung geben können.

1. *Apt-Urgonschichten* (Foraminiferenschichten, Stufe des Aptien). Zu unterst oft rötliche Tone in Kontakt mit den Jura—Triasgesteinen, darüber dunkelgraue und hellere bis gelbe Tone mit *Lituola* cf. *rugosa*, *Orbitolina discoidea*, *Exogyra tombecki* D'ORB., wie *Waldheimia* (*Zeilleria*) *tamarindus* Sow. und *Terebratula sella* Sow. und *Heteraster renevieri* DESOR. Auch viele

Reste von Kalkalgen finden sich in diesen Tonen. Darüber schalten sich plattige, sandige Mergel mit *Munieria baconica* DECKE ein, die neuerdings auch noch durch v. PIA¹ genauer untersucht wurden. Ergänzt wird diese Schichtengruppe durch Mergeltone, wie sie nach der Tiefe hin bei Tündérmajor entwickelt sind mit *Contusiscala* sp., die sich an eine jüngere Form, nämlich *Confusiscala dupiniana* D'ORB., anlehnt, wie *Uchauxia* cfr. *forbesianum* D'ORB. des unteren Apt.,² ferner nach DOUVILLE auch *Melania*-artige Formen.

2. Rudistenkalk (Unteres Albien). Es folgen darüber weissliche aber auch gelblich Riffkalke mit vielen Rudisten, deren Durchschnitte überall an der verwitterten Gesteinsoberfläche hervortreten, wie dies Fig. 1 nach einer Photographie veranschaulicht. Dieser Rudistenkalk ist in den vom Wald nicht bestandenen Gebieten meist karrenfeldartig entwickelt, aber mit abgerundeter Oberflächenform, wie wir das so schön im Gebiete von Tündérmajor bei Zirc beobachten können. Darüber hat der Verfasser ein eindrucksvolles Bildmaterial gesammelt.³ Von bezeichnenden Formen für diese Rudistenkalke seien nach den so wertvollen Bestimmungen durch Professor HENRI DOUVILLE hervorgehoben *Pseudotoucasia santanderensis*, *Euradiolites* sp. wie *Nerinea syriaca* CONRAD. Alle diese Formen sprechen für das untere Albien.

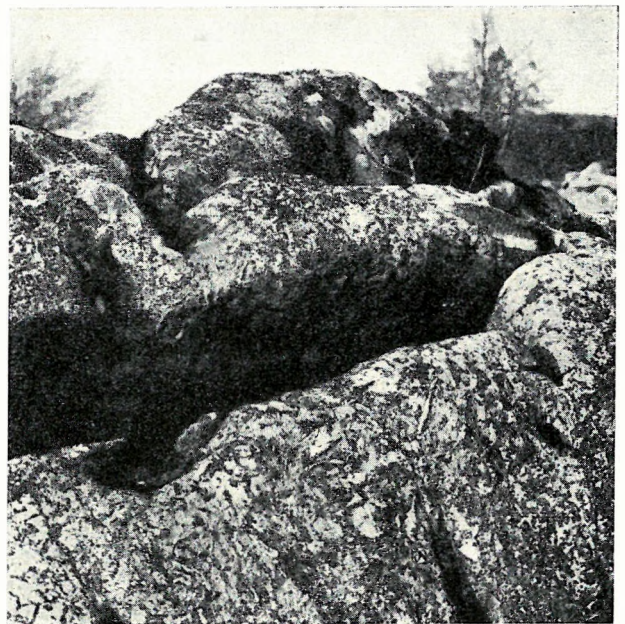


Fig. 1. Ausgewitterte Fossilien im Rudistenkalk auf dem Kreideplateau von Tündérmajor bei Zirc mit *Pseudotoucasien* und *Euradioliten*.

3. Mollusken-Orbitolinenkalk (Oberes Albien mit Übergang seiner höchsten Schichten ins Vraconien). Helle, etwas tonhaltige, gelbliche Kalke leiten an einzelnen Stellen recht allmählich vom Rudistenkalk des unteren Albien zum oberen Ab-

schnitt dieser Stufe. Aus diesen Schichten müssen hervorgehoben werden *Alectryonia* sp., dann nach den so wertvollen Bestimmungen von Professor HENRI DOUVILLE, *Catopygus cylindrica* DESOR, *Exogyra* cf. *conica*, wie *Stoliczkaia dispar* D'ORB., und auf den Übergang zum Vraconien hinweisend, die in den obersten Schichten recht häufig erscheinenden Foraminiferenformen *Orbitolina mamillata* u. *plana* D'ARCHIAC.

4. Turrilitenmergel (Vraconien, als überleitender Horizont vom obersten Albien zum unteren Cenoman).

Dunkelgraue Mergel mit partieweise sehr reichen Glaukoniteinlagerungen bleiben bezeichnend

¹ v. PIA: „Die Siphoneae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide“. Ab d. Zoolog. Botan. Gesellschaft in Wien, Bd. XI., Heft 2., pag. 144–149.

² Nach einer freundlichen Bestimmung von E. VADÁSZ.

³ Eine Fülle von Photographien, wie auch landschaftlichen Federzeichnungen oft morphologischer Natur, hat der Verfasser von der Donau bis ins Balatonhochland erarbeitet und hat zu seiner Trauer keine Möglichkeit, sie alle in dieser Notzeit zu publizieren.

für diesen Turrilitenmergel. Ihn begleitet eine reichhaltige Fauna von Echiniden und Cephalopoden. Ein höherer Abschnitt dieses Horizontes ist etwas heller gefärbt, mehr weisslich-gelb, in der Struktur mergelig-feinerdig und enthält keine Grünerdekörner mehr, wenn ihn auch eine gleiche Fauna begleitet. Hier sei nur kurz folgende recht charakteristische Formenwelt angeführt. *Plicatula radiola* LK., an Seeigeln *Holaster perezi* SISMONDA, *Epiaster distinctus* AGASSIZ, und von Cephalopoden *Desmoceras* (*Puzosia*) *planulata* SOWB., *Stoliczkaia dispar* D'ORB., *Hoplites* cf. *falcatus*, *Hanites saussurei* HAUER, *Baculites Gaudini* PICTET, *Turrilites Puzosi* D'ORB. und *Turrilites tuberculatus* BOSC.

Diese hier kurz zusammengefasste Fauna in unserem Turrilitenmergel bleibt so bezeichnend, dass für die stratigraphische Stellung im Lebensbezirk dieser südeuropäischen Erdprovinz der cenomanen Kreidezeit keinerlei Zweifel obwalten kann. Einzelheiten über diesen Abschnitt des ehemaligen Kreidemeeres werden von dem Verfasser in einem späteren Teil der Geologie des Bakonygebirges eingehendere Behandlung finden.

D) DIE TERTIÄREN FORMATIONEN IM UND UM DEN NORDÖSTLICHEN BAKONY.

Diese in der Erdgeschichte so jungen Reste aus der Vergangenheit unseres Planeten werden in dem folgenden Ausschnitt über die geologischen Verhältnisse unseres Gebirges regional eingehend an Hand grösserer, aus Tiefbohrungen wie im Gelände selbst durch geologische Begehungen gesammelten Erfahrungen behandelt. Infolgedessen hier in diesem stratigraphischen Überblick nur eine Übersicht der tertiären Formationsgruppe, wenn sich auch unsere Kenntnisse, je näher wir zur heutigen Morphologie der Erde mit ihrer Lebensumwelt aufsteigen, so riesenhaft erweitern, wie dies in v. LOCZY's grossem Werke über die Geomorphologie des Balatonhochlandes zum Ausdruck kommt.

1. Eozäne Formationsgruppe. Molluskenmergel, Milioliden- und Alveolinenmergelkalk, Hauptnummulinenkalk und Orthophragminen-Molluskenmergel des Sürühegy. Übertage nicht anstehend, aber in der Tiefe entwickelt und erschürft haben wir Bodenbildungen eines Festlandes am Schlusse der Kreidezeit bis zum Mitteleozän. Sie setzen ein mit Schichten eines ariden Klimas, einer Halbwüste. Bauxitbildungen auf sekundärer Lagerstätte oder terra-rossa-artige Tone werden überlagernd abgelöst von trockenen Festlandsschichten in mannigfaltiger grauer oder bunter Färbung in Form von Tonen, seltener sandigen Bildungen. Dann folgt die unter dem Einfluss einer kontinentalen Senkung unter feuchterem Klima einsetzende Süsswasserperiode des Eozäns mit entsprechenden Ablagerungen. Auch diese sind nur in der Tiefe entwickelt. Hier begegnen wir Süsswassertonen mit Süsswasserkalk-einlagerungen und darüber im Auf und Ab von Bodenschwankungen, im Rück und Vor der Uferverlagerungen dieser nordrandlichen Gebiete des Bakonygebirges die unter den Einbrüchen des Salzmeeres der Thetys zum Absatz gebrachten Sedimente. Es wechseln da oft Brackwasserbildungen mit marinen Absätzen paralisch und ungleich in den einzelnen Bezirken entwickelt oder verteilt, bis endlich die rein marinen Absätze die Oberhand gewinnen. Alle hier betonten Kontinentalbildungen des Bakony gehören dem Untereozän an, die sich bis zum Mitteleozän mit einem allmählichen Einfluss von Süsswasserzu-strömungen in ihren Absätzen wandeln. Die Einflüsse des Meeres kommen zur Zeit des Mitteleozän, im Lutétien zu n Durchbruch: Alveolinenkalkbänke, Molluskenmergelschichten und darüber nur rein marin,

als höchste Glieder Nummulinenmergel wie Nummulinenkalke, welche die Bartonstufe durchlaufen und zu oberst bis zum Priabonien herangehen, sind diese übertage geologisch in weiten Bezirken des nordöstlichen Bakony zu beobachtenden eozänen Glieder, die an dem Aufbau unseres Gebirges Anteil nehmen.

2. Oligozäne Schichtenserie. Die eigentliche eozäne Formationsgruppe verlassen wir damit, also jene Absätze in Transdanubien, die in ihrem höchsten Gliede mit marinen Kalken gekennzeichnet bleiben, welche den ehemaligen Meeresgestaden der Thetys am Ende des Eozän eigen sind. Ihre Ausbildung mit einer reichen Lebewelt von Nummulinen, Orbitoiden und Orthophragminen wie ihre petrographische Beschaffenheit (Küsten- und Riffkalk in Form von Hauptnummulinenkalk Orthophragminenkalk usw.), bedingen eine entschiedene Trennungslinie gegen die oligozänen Absätze der Thetys. Der scharfe Fazieswechsel bedeutet für mich in diesem Abschnitt der marinen Mediterranprovinz den Beginn eines neuen Zeitabschnittes im tertiären Erdzeitalter, einmal, weil neben einer tief eingreifenden Änderung in der Sedimentation auch ein Wechsel der Lebewelt überzeugend zum Ausdruck kommt, andererseits, weil nur wenige Formen aus dem Eozän hier hinüberleiten um alsbald zu erlöschen. In ganz Transdanubien treten an Stelle von Kalken jetzt tonige und kalkige Mergel, in Lokalfazies auch feinkörnige, tonige Sandsteine. Es sind Absätze einer Flachsee in ruhigeren tieferen Uferregionen mit geschützten Buchten und Vorlandsenken. Die hier anfangs zum Niederschlag gebrachten Absätze in Transdanubien sind als Bryozoenmergel und Budaer Mergel genugsam bekannt und beschrieben. Beide müssen nach ihrer Fauna dem auf die Bartonstufe folgendem Priabonien eingereiht werden. Da der Bryozoenmergel nach seiner Fauna, die verwandtschaftlich an das eigentliche Eozän anknüpft, sich als der ältere Absatz erweist, beide aber petrographisch und faunistisch doch innig verbunden bleiben, so muss man den Bryozoenmergel von Transdanubien in das untere Priabonien, den Budaer Mergel mit dem Mergel von Piszke aber ins obere Priabonien einreihen. Hierbei ist die Frage: ob das Priabonien der Mittelmeerprovinz den Abschluss des Eozäns, oder den Beginn des Oligozäns de facto bedeutet, bei einer ständigen marinen Sedimentation in so weiten Bezirken bis heute nicht völlig geklärt. Denn das uns zum Vergleich vorliegende, aus den verschiedenen Teilen dieser grossen Meeresprovinz gesammelte wissenschaftliche Tatsachenmaterial lässt eine scharfe und unanfechtbare Parallelisierung kaum zu.

In dieses betonte Priabonien reihe ich mit Vorbehalt jene auf die Eozänformation nordwärts bei Csernye folgenden sandreichen Mergel und feineren tonigen Sandsteine ein, die neben ihrer spärlichen Fauna auf Grund einer gewissen faziellen Gesteinsähnlichkeit mit dem Budaer Mergel oder den Schichten von Piszke in Transdanubien wohl gleichzusetzen sind, soweit nicht Fossilien darin nachgewiesen werden können, die ihre einwandfreie Zugehörigkeit zu den über ihnen folgenden Schichten des Kiszeller Tegels darlegen. Denn die in ihnen gefundenen Reste von Echinodermen und Nautiliden sprechen doch mehr für ihre Zugehörigkeit zum Budaer Mergel. Das Oligozän beginnt also in diesem nordöstlichen Teil des Bakonygebirges mit dem „Mergelsandstein von Csernye“. Es haben diese Schichten nebst Teilen des Eozäns in der im Alttertiär folgenden grossen Verlandungsepoche eine grosse Abtragung erfahren.

Wir gelangen damit in die intraoligozäne Denudationszeit, welche die vor ihr abgelagerte alttertiäre Sedimentdecke in mehr oder weniger zusammenhängende, oft inselartige Reste aufgelöst hat. So finden wir noch das Unteroligozän, die ungarischen Priaboniaschichten am Nordrand des Bala-tonhochlandes bei Csabrendek und in grösserer Verbreitung im Nordostabschnitt des transdanubischen

Mittelgebirges gegen die Donau. Diese intraoligozäne Denudationsperiode ist dem Zeitabschnitt der ligurischen Stufe zuzuweisen.

Am Eingang in die Zeit des Rupélien, also mit Beginn des Oberoligozäns, erfolgt dann im Bakony eine neue grosse marine Transgression, welche die Ablagerung des Kiszeller Tegels, die Bildung der *Clavulina szabói*-Schichten zur Folge hatte und zwar in nicht unbeträchtlicher Mächtigkeit, wie wir aus den Tiefbohrungen unseres hier weiter geologisch zu beschreibenden Gebietes entnehmen dürfen. Es sind graue und grünlichgraue Tegel mit Foraminiferen, wie solche den *Clavulina szabói*-Horizont besonders charakteristisch auszeichnen. Partieweise werden die Schichten glaukonitisch, oder wir haben graugelbe, sandige Tegel mit Foraminiferen und Muschelbruchstücken. Mit dieser Fauna ist dem tieferen Abschnitt des Oberoligozäns der rein marine Charakter fraglos aufgeprägt.

Anders verhält es sich mit der auf ihnen folgenden Hangendserie, die durch einen Flözhorizont von ihnen getrennt erscheint, der aber in seinem Liegenden auf nur ganz begrenzter Fläche mitunter ein fragwürdig abbaufähiges, lokales, paralisches Kohlenflöz führen kann. Wir gelangen mit diesen neuen Schichtenabsätzen in die grosse Aufschüttungsperiode des obersten Oligozän, die im weiten Nordwestrand des transdanubischen ungarischen Mittelgebirges mit der nun folgenden chattischen Stufe einsetzt. Es sind die oberoligozänen Sande mit Sandstein und Schotter, die zeitlichen Äquivalente der *Pectunculus obovatus*-Zone, Sedimente, die im Bakony frei von Fossilien bleiben. Sie erscheinen hier in Form von Kleinschotter, der häufig zu Konglomerat verkittet ist, weiter von Sanden, lockeren Sandsteinen wie auch sandigen Tonen und bilden ein verfrachtetes Material des ehemaligen, heute in die Tiefe gesunkenen Archaicummassivs im Grossen Alföld. Übertage ist ihre Entwicklung im Bereiche unseres Bakonygebirges beschränkt, besitzt aber in seinem nördlichen Vorland, wie aus den dort durchgeführten Bohrungen hervorgeht, in der Tiefe eine umfassende Verbreitung. Dort erfüllen sie die alttertiären, vor dem nordöstlichen Bakony entwickelten Senken.

3. Der Ablagerungskomplex in der Miozänzeit. Die Schuttströme, welche sich vor der tektonischen Trennung des Bakonygebirges vom archaisch-präkambrischen alten Hochbergland des Grossen Alföld im Untermediterran nach Norden ergossen haben, zeigen noch heute ihre Relikte entlang unserem Mittelgebirgszug. Es sind die fluviatilen Mediterranschotter mit verkieselten Magnoliaceenstammresten, die wir auf den Höhen des Bakony oder in seinem ihm nordwestwärts vorgelagerten Hügelland antreffen. Diese in prähelvetischer Zeit abgewanderten Schuttströme bauen sich aus verschiedenen Schottern auf, einmal aus Urgestein, aber vermehrt auf ihrem Wege durch jüngeres Material, das sie von den Bergflächen, die sie durchwanderten, fortgetragen haben. Sie entstanden in der Zeit der grossen untermediterranen Abrasionsepoche, die das Gebirge zu einer Peneplain ausgestaltete. Diese neue Uroberfläche wandelte Erosion und Abtragung Hand in Hand mit der grossen mediterranen Bruch- und Hebungsperiode im Bakonygebirge, weiter mit randlicher pannonischer Abrasion und nicht unbeträchtlicher postpannonischer tektonischer Umformung zum heutigen Bergland des Bakony. Diese grosse Abrasionsepoche dürfen wir wohl in die Endzeit der aquitanischen Stufe und in den Anfang des Burdigalien stellen.

Das Burdigalien bedeutet wieder eine geotektonische Epoche, die ein weitere Zertrümmerung von Ungarisch-Transdanubien zur Gefolgschaft hatte, und die mit der überschiebenden Verfallung der Alpen so lebhaft in Einklang steht.

Im Helvétien haben wir eine neue Wandlung, die ein Eindringen des Meeres in der im Burdigalien geschaffenen Senke am Südostrand des Bakony bedingt, während im nordöstlichen Abschnitt des Bakonygebirges Süßwasserbildungen entstehen, die in der Beschreibung des Mór—Székesfehérvárer Grabens Behandlung finden, wenn sie auch auf der geologischen Karte infolge der über sie gebreiteten Lössdecke kartographisch nicht ausgeschieden wurden.

4. Die pannonisch=pliozänen Absätze. Auf diese Mediterranbildungen folgen im nordöstlichen Bakonygebirge die Ablagerungen der pannonisch=pontischen Zeit in Form von meist glimmerführenden Sanden, mürben Sandsteinen in linsenartiger Entwicklung, sandigen wie auch reinen Tonen, auf der geologischen Karte kurz als pontische Schichten bezeichnet, welche in diesem Abschnitt unseres Berglandes recht fossilifer bleiben. In den später folgenden Kapiteln wird ihre innere Zusammensetzung noch eingehend behandelt werden, wobei aus Tiefbohrungen geschöpfte Erfahrungen eine schöne Ergänzung geben.

Die Süßwasserkalke, so wie wir sie im Bereiche der Hochfläche von Isztimér kennen lernen werden, haben ein levantinisches Alter, nachdem sie mit den die pontischen Absätze krönenden Süßwasserkalken von Várpalota eine grosse Verwandtschaft aufzeigen.

E) DAS QUARTÄR UND HEUTE.

Die Ablagerungen der quartären Zeit verteilen sich auf rein lokale Quellschalke, aufgearbeitete Mediterranschotter, Gehängeschutt wie Schuttkegel und Löss. Das Holozän aber wird durch die Alluvionen der Ebenen wie Anschüttungen der Bachläufe vertreten. Ihre genaue Behandlung bleibt den verschiedenen regionalen Abschnitten vorbehalten, welche dieser erste Teil einer Geologie des Bakonygebirges im Folgenden behandeln soll.

GEOLOGISCHE BESCHREIBUNG

DER EINZELNEN MORPHOLOGISCHEN GLIEDER

IM NORDÖSTLICHEN BAKONY.

Die einzelnen Glieder, die man von morphologischen und tektonischen Gesichtspunkten aus im nordöstlichen Bakony als bezeichnende Elemente herausheben kann, wurden eingangs kurz aufgeführt. Die der Arbeit beigegebene tektonische Karte bleibt ein Wegweiser bei den hier nun folgenden Beschreibungen, welche sie kartenbildlich erläutern soll.

DER MÓR—SZÉKESFEHÉRVÁRER GRABEN.

Das Bakonygebirge fügt sich südwärts dem Vértés als ein neues Glied in die Reihe der Gebirgszüge von Ungarisch-Transdanubien ein. Es wird von dem Schollengebirge des Vértés durch zwei grosse tektonische Linien geschieden. Am Südrande des Vértés haben wir den grossen Nordwest—Südost streichenden Bruch von Mór—Csákberény, wie den im gleichen Sinne gerichteten nordöstlichen Randbruch des Bakonygebirges, der von Bodajk gegen Moha streicht. Beide tektonischen Linien schliessen den Mór—Székesfehérvár¹ Graben ein, der in der geologischen Literatur mehrfach Erwähnung findet.

Entlang der ersten grossen Dislokationslinie, die von Mór über Csóka nach Csákberény setzt, haben wir am Rande der Vértés tafel oberhalb dieser grossen Verwerfung von Nordwest gegen Südost folgende Schichtenentwicklung: Im weiteren Bereiche des Csókahegy vom Hangend bei Mór zum Liegend bei Csákberény stellen wir fest den Rudistenkalk der obersten Unterkreide, der am Nordwestabfall des Csókahegy noch eine, ihm aufgelagerte Scholle vom Orbitolinen-Molluskenmergelkalk der Kreide trägt. Ihm folgt entlang einer Verwerfung am Rande der Vértés tafel in der Nachbarschaft des Csókaberggipfels der Brachiopodenkalk des unteren Lias, der wiederum diskordant den ihm nach Osten folgenden rhätischen Dachsteinkalk überlagert und am Südabbruch des Vértés oberhalb des Dorfes Csóka einsetzt. Ihm folgt mit dem Dachsteinkalk in konkordantem Schichtenverbande gegen Csákberény der Hauptdolomit der norisch-juvavischen Triasstufe, der alsdann den Schollenrand oberhalb des grossen Sprunges aufbaut. Bleibt diese Verwerfung, die den Graben von Mór nordöstlich bis Csákberény begrenzt, mit den durch sie geschaffenen Steilabbrüchen klar verfolgbar wie Bruchbildungen in einem Schollenland im Jugendstadium, so müssen die Erdbewegungen entlang dieser Linie noch vor nicht fernen geologischen Zeiten angedauert haben, um heute in Erdbeben auszuklingen. Ostwärts von Csákberény verschwindet diese markante Linie im Landschaftsbilde im Bereiche der Eozänbucht von Csákberény und schwenkt hier, nur untertage durch Tiefbohrung nachweisbar, gegen Ostnordost, um dann

¹ Auf alten Karten Stuhlweissenburg.

oberflächlich wieder verfolgbare weiter zu streichen. Ein vom Horogvölgy in nordwest-südöstlicher Richtung zum Vadkert ostwärts Csákberény streichender Querbruch setzt dieser Dislokation ein Ende.



Fig. 2. Der Nordwestabbruch des Kölikhegy ostwärts Csákberény.

r = Raibler-Kalk. D = Hauptdolomit. L = Löss. S = Schuttkegel

tektonischen Linien wird sowohl am Horogvölgy im Bereiche des Vadkert wie im Südosten, am Nordwestrand des Kölikhegy mit diesen Bruchrändern der unter dem Hauptdolomit lagernde Raiblerkalk freigelegt, wie dies Fig. 2 erläutert. Ein mit diesen Verwerfungen parallel laufender, südostwärts gelegener Längsbruch begrenzt dann die Scholle des Kölikhegy nach dieser Richtung gegen das Vorland des Vértés. Quer zu diesen Brüchen stellen sich zwei Transversalsprünge. Der eine kommt vom Ugróvölgy und streicht in nordwest-südöstlicher Richtung. Er begrenzt die Scholle des Kölikhegy nach Südwesten gegen das Grabengebiet. Die andere tektonische Linie, die, wie schon erwähnt, dem Horogvölgy folgt, schwenkt unterhalb des Kőzéphegy am Rande der Bergmasse des Gránásihegy gegen Osten um. Sie begrenzt dieses östlichste Randgebiet im Norden des Mórer Grabens gegen das Vorland. Diese Bruchlinien sind auf der beigegebenen tektonischen Übersichtskarte klar zu verfolgen.

Auch lokale Sprünge innerhalb der Hauptdolomitmasse am Nordostrande des Mórer Grabens durchsetzen das Gebirge, wenn sie auch bei der gleichbleibenden Gesteinsoberflächenschwer wahrnehmbar bleiben. Im Gebiete des Kölikhegy, gleich südwärts des Höhenpunktes 279 m, treten eigenartige geysirähnliche Kieselsäure-Imprägnationen im Hauptdolomit auf, die, wie Fig. 3

zeigt, an lokale Dislokationen im Hauptdolomit gebunden erscheinen. Sie sind auf der Bergfläche durch die Denudation scharf herausgemeißelt und lassen sich ziemlich geradlinig auf längere Strecken verfolgen.

Scharf im Landschaftsbilde durch aufsteigende Bergmassen gekennzeichnet, folgt vom Ausgang des Horogvölgy ein in nordost-südwestlicher Richtung sich abzweigender Längsbruch, der die Bergmasse des Kölikhegy bei Csákberény gegen Nordwesten begrenzt, und zwar mit einer dem Mór-Csákberényer Randbruch entgegengesetzten Absenkungstendenz. Die Scholle des Kölikhegy ragt damit als durch Denudation gegliederte Dolomitmasse empor während zwischen beiden Brüchen das Land mässig abgesunken ist. Entlang diesen beiden



Fig. 3. Kieselsäureinfiltration auf Spalten im Hauptdolomit. Gipfelgebiet des Kölikhegy ostwärts Csákberény.

Während der Nordrand des Mór—Székesfehérvárer Grabengebietes mit seinen durch den Sprung geschaffenen, meist steil abfallenden Bergflanken am Fusse des Vértesgebirges im Landschaftsbilde so klar in Erscheinung tritt, bleibt die korrespondierende Verwerfung, die den Graben im Süden begrenzt, nicht immer deutlich ausgeprägt. Diese grosse nordöstliche Randverwerfung des Bakonygebirges lässt sich von Bodajk mit seinen alkalischen Quellausbrüchen über Csurgó gegen Moha verfolgen, wo der „Ägneskohlsäuerling“, der hier erbohrt wurde, wahrscheinlich zu diesem Bruch in Beziehung steht. Ob sich diese Randverwerfung des Bakony am Mórer Graben auch über Bodajk gegen Nordwesten hinaus, freilich verdeckt durch jüngere Bildungen, nach Nordwesten gegen Bakony-Sárkány fortsetzt, oder die grosse Nordost—Südwestverwerfung von Bodajk—Csernye, die den Nordabbruch dieses östlichsten Abschnittes des Bakonygebirges bedingt, ihrem weiteren Lauf gegen Nordwest ein Ziel setzt, bleibt dahingestellt.

Zwischen beiden tektonischen grossen Leitlinien liegt das Grabengebiet von Mór—Székesfehérvár, dessen geologischer Aufbau kurz behandelt werden mag. Das älteste Gestein, das hier meist in der Tiefe liegt, aber auch in mehr oder weniger grossen Inseln zur Oberfläche steigt, bildet ein sehr splittiger und ungeschichteter Hauptdolomit, der infolge dieser Eigenschaft in Bezug auf seine Lagerung im Grabengebiet schwer zu beurteilen bleibt.

Als zweitältestes Glied folgt das Eozän mit Schichten, die im marinen höheren Teil dem oberen Lutétien und unteren Bartonien angehören. Sie wurden durch K. v. PAPP¹ in die Literatur als „Absätze des Eozänbeckens von Forna“ eingeführt. Diese Fornaer Schichten sind nur im östlichen Grabenabschnitt von Mór—Székesfehérvár entwickelt, wo sie eine eoazäne Senke ausfüllen, die durch präeoazäne Einbrüche geschaffen wurde. Denn das Auftreten der vorher erwähnten Triasinseln, die mit dem Töhelydomb als Hauptglied im Bereiche des Mórer Grabens aus den jüngeren Aufschüttungen zwischen Csákberény und Csurgó im Landschaftsbilde sichtbar werden, verraten diese alten Umformungen, die tektonische Kräfte ehemals geschaffen haben. Der Verlauf dieser Brüche lässt sich heute freilich nicht mehr genau feststellen, aber wir wissen, dass hier entlang solcher Brüche eine Schollenreihe geschaffen wurde. Diese hat in der Festlandperiode am Übergang der Kreide zur Eozänzeit die Denudation zu einem niedrigen Bergzug modelliert, der unterirdisch von Csákberény nach Csurgó als eine Art Bodenschwelle läuft, die den grösseren Nordwestabschnitt des Mórer Grabens von dem südöstlichen scheidet, und die später kurz vor dem Helveticum neuerlich durch Brüche zertrümmert wurde. Dadurch wurde hier im Osten eine eoazäne Bucht geschaffen, die Eozänbucht von Csákberény, welche noch etwas über den heutigen Grabenrand im Nordosten hinausgeht. Nur bis zu dieser Schwelle drang von Süden her im oberen Mitteleozän das Meer vor, nachdem Festlandbildungen im Untereozän, Süsswasserabsätze im Mitteleozän die tiefsten Teile der Bucht ausgefüllt hatten. Nordwestwärts dieser Schwelle finden wir keine eoazänen Absätze mehr vor, und zwar im ganzen Grabenabschnitt bis Mór. Dies können wir auch übertage sichtbar an den Hängen des Bakonygebirges am Südwestrand des Mórer Grabens verfolgen, wo das Eozän nordwärts von Iszka-Szentgyörgy bis Csurgó in Transgression auf das Grundgebirge zu verfolgen ist, von da aber nordwärts abbricht und fehlt. Diese Tatsache wird durch

¹ K. v. PAPP: Das eoazäne Becken v. Forna im Vértes. (Földtani Közlöny. Bd. XVII.). Ich behalte nach geschichtlicher Tradition diese Bezeichnung bei, wenn auch die Puszta Forna selbst weitab von diesem Becken liegt, und dieses bei der Ortschaft Gánt im Vértes sich befindet.

die Tiefbohrungen erhärtet, die im Bereiche des Mórer Grabens durchgeführt wurden und welche diese geologische Anschauung im vollen Masse bestätigt haben. Der Aufbau der Eozänformation im Bereiche der Bucht von Csákberény im Gebiete des Mórer Grabens kann einmal aus dem übertage anstehenden Schichtenkomplex zum Teil und wenigstens in seinen oberen Lagen erkannt werden, bleibt aber erweitert und gegen die Tiefe ergänzt durch die in diesem Gebiete des Mórer Grabens durchgeführten Tiefbohrungen, deren gefördertes Material streng wissenschaftlich-geologisch von dem Verfasser untersucht werden konnte. Bei den ehemaligen Tiefbohrungen im westlichen Abschnitt des Mórer Grabens bleibt man jedoch lediglich auf eine möglichst geologisch richtige Deutung der Bohrberichte angewiesen.¹

Nach den vom Verfasser durchgeführten Studien auf Grund der reich vorhandenen Bohrmuster sind die Absätze der Eozänbucht von Csákberény sehr wechselreich, weisen doch die in den einzelnen Bezirken erbohrten Eozänschichten erhebliche Unterschiede auf. Eine scharfe Horizontierung, wie beispielsweise im Paläozoikum oder im mesozoischen Zeitalter wird hier dann unmöglich. Dies bleibt auch erklärlich. Denn die Epoche des Mitteleozäns wie des tieferen Obereozäns wird in Transdanubien von Bodenoszillationen begleitet, die in den damaligen Depressionen ein Vordringen und Rückzug des Meeres in rascher Folge verursachte. Hier, bei Csákberény liegen die Verhältnisse ähnlich wie im Eozänbecken von Zirc. In jenem Abschnitt des Bakonygebirges keilen die in einer Bohrung angefahrenen Schichten gegen einen anderen Bohrpunkt oft aus, der wieder andere Schichten erschliesst, welche die früheren dort ablösen. In gleicher Weise bleibt die Sedimentation in der Eozänbucht von Csákberény in ihren einzelnen Bezirken recht verschieden. Petrographisch wie paläontologisch gut charakterisierte Schichten setzen an und laufen in oft kaum kilometerlangen Strecken aus, sodass eine profilmässig nicht mit Sicherheit konstruierbare Verzahnung der einzelnen die Eozänbucht aufbauenden Elemente das Ergebnis dieser Ablagerungsbedingungen bleibt.

Wir müssen dann die hier geschilderte sehr verworrene Sedimentation auf ein mehr einfaches Schema zurückzuleiten suchen, was leider nur in groben Zügen den wirklichen Tatsachen entspricht.

Demgemäss stelle ich für die Eozänbucht von Csákberény in dieser ältesten tertiären Schichtserie vom Hangenden zum Liegenden folgende Sedimentationsbildungen auf:

Das oberste Hangend bilden rein marine Absätze der unteren Bartonstufe, Kalke mit *Nummulina striata*, sandige Mergel mit Nummulinen wie Orbitoiden, gefolgt von Miliolidenkalkmergeln. Diese Miliolidenkalkmergel werden in ihren tieferen Partien von brackischen Zwischenlagen mehrfach unterbrochen, die zum oberen Lutétien hinüberleiten. Es folgen brackische Schichten mit Melanien, Cerithien, zwischen denen sich auch kohlige Süßwasserbildungen einschalten. In manchen Abschnitten unserer Eozänbucht haben wir dann neuerlich Miliolidenmergel mit *Fusus*, *Pecten*, *Cardium* und *Mytilus*, gefolgt von Muschel-führenden Brackwasserschichten.

Zu unterst, als Liegendes dieser heterogenen Eozänserie folgen endlich die Kontinentalbildungen,

¹ Sobald nur ein älteres Bohrprotokoll, aber keine Bohrproben zur Untersuchung vorliegen, kann man meist noch eine Grenze zwischen Eozän, Oligozän wie Ponticum ziehen. In Bezug auf die Erkenntnis von Süßwasserschichten im oberen Oligozän bleiben wir, soweit nicht Kohleneinlagerungen verzeichnet wurden, mehr als unsicher. Ebenso wenig können späthelvetische kontinentale Ablagerungen sicher erkannt werden, da ihre petrographische Beschaffenheit vom oberen Oligozän kaum abweicht. Einzig und allein lassen sich mit einiger Sicherheit die pontischen Schichten in ihrer sandigen Fazies erkennen, weil sie durch einen stärkeren Glimmergehalt gekennzeichnet werden.

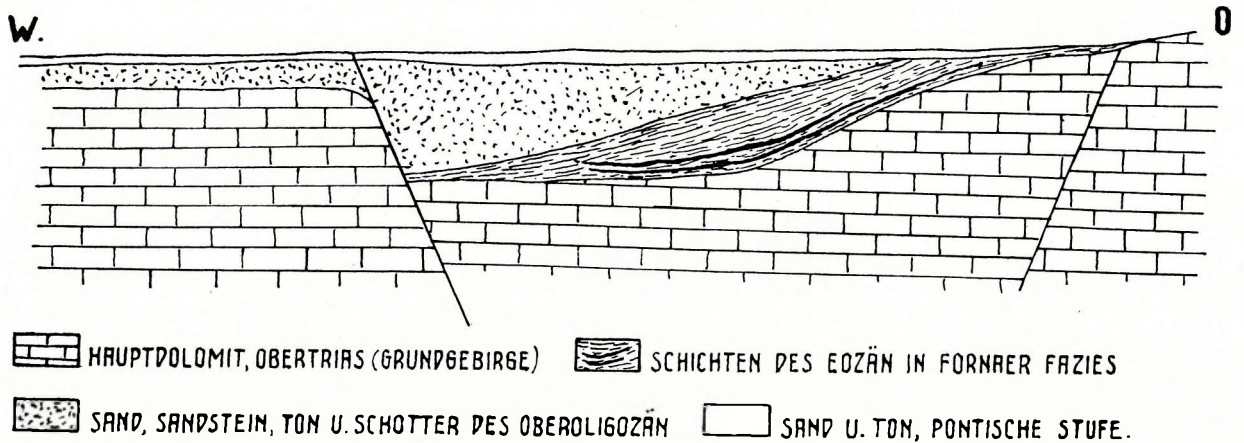
Braunkohlen, Sande mit Dolomitschotter, oder an anderen Stellen rötlichgelber Sandstein, weissgelbe und rötliche Süsswasserkalkmergel wie stellenweise bauxitartige Tone.

Unter diesem eozänen Schichtenkomplex folgt alsdann der obertriassische Hauptdolomit.

Über den Eozänschichten lagert aber in der Csákberényer Bucht das Oberoligozän, das gegen die Gebirgsränder auskeilt, während die über ihnen lagernden pontisch-pannonischen Absätze bis zum übertage aufsteigenden Gebirge ziehen.

Fig. 4.

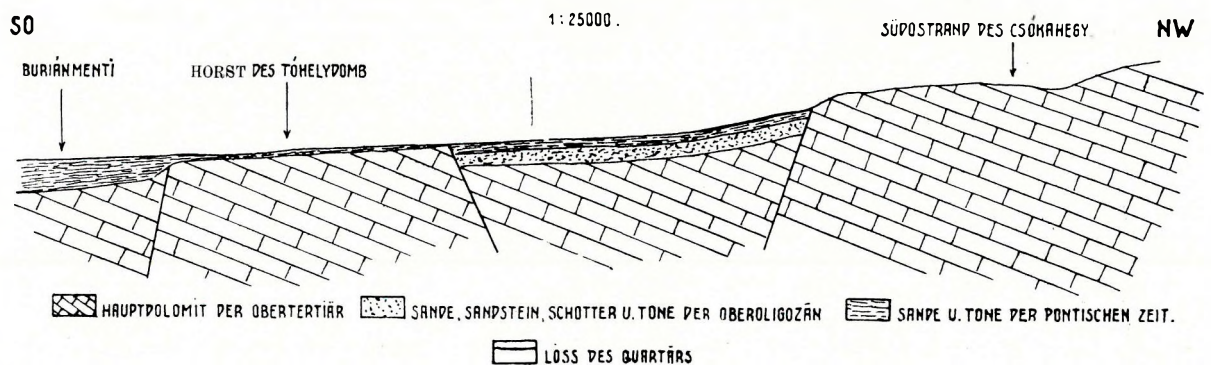
PROFIL DURCH DIE EOZÄNBUCHT VON CSAKBERÉNY.



Zwei Profile mögen diesen Aufbau im Bereiche der Eozänbucht von Csákberény näher bildlich erläutern. Fig. 4 bietet einen Querschnitt durch die Bucht am Südausgang der Ortschaft Csákberény, der vom Gebirgsrande im Osten (Paskum) gegen Westen zur Orond-pusztá gelegt ist. Hier sehen wir

Fig. 5.

PROFIL VOM SÜDOSTRAND DES VÉRTES GEGEN DEN MÓRER GRABEN.



gegen Westen das Ausgehen des Eozäns gegen die westliche alte Triasschwelle, die neuerlich von einem altmiozänen Bruch betroffen ist. Das zweite Profil, Fig. 5 zeigt einen Schnitt senkrecht auf den vorigen, aber bereits am westlichen Rand der Eozänbucht. Er geht vom Höhenpunkt 360 m oberhalb des Vértésgebirges, westwärts Csákberény zum Mórer Graben und läuft über Kote 198, östlich der

Orondpuszta bis zur Kote 165 des auf der Militärkarte als Burián menti bezeichneten Feldergebietes. Hier sehen wir im Profil im Nordwesten den grossen Sprung von Mór—Csákberény und weiter entlang zwei ähnlichen Brüchen die horstartige Triasmasse des Töhelydomb als eine der stehen gebliebenen Reste der ehemaligen alteozänen Bodenschwelle.

Freilich bleibt das Bild der ehemaligen Eozänverbreitung im östlichen Abschnitt des Mórer Grabens, trotz unserer Kenntnisse nach den dort durchgeführten Tiefbohrungen, wie betont werden muss, noch immer lückenhaft. Denn die grosse intraoligozäne Denudation, die einst im gesamten transdanubischen ungarischen Berg- und Hügelland einsetzte, hat das paläogeographische Bild der ehemaligen Eozänzeit stark verwischt und die Zusammenhänge der einzelnen damals einheitlichen Eozängebiete gelöst. So bleibt die Verbindung der eozänen Randbucht von Mór mit dem Eozängebiet bei Csurgó am Rande der alten Bodenschwelle nicht lückenlos geklärt. Während noch am Südosthang des Kölkhegy ostwärts Csákberény das Eozän sogar übertage vorhanden ist, fehlt es heute sicher gegen Südosten zwischen Felsőmajor und Zámoly wie ebenso im Feldergebiet Burián menti, wie wir aus Tiefbohrungen wissen. Wie Fig. 5 dargelegt hat, ruhen im letzteren Abschnitt die pontischen Schichten unmittelbar auf der Trias. Ein Zusammenhang muss aber einst zweifellos von Gyón über Csákberény und Magyar-Almás gegen Csurgó bis Guttamási bestanden haben.

Soweit wir aus den Tiefbohrungen entnehmen können, bleiben die Eozänschichten in der Nachbarschaft der triassischen Rücken, gegen die sie auskeilen, wenig mächtig. Sie können aber im Bereiche ihrer Verbreitung im Mórer Grabengebiet dort, wo nicht neue triassische Bodenerhebungen unterirdisch entwickelt sind, eine Gesamtmächtigkeit bis zu 200 m erreichen.

Westwärts der früher erwähnten Bodenschwelle, also in unserem nordwestlichen Grabenabschnitt gegen Bodajk, Csókakő und Mór, bildet das tiefste auf den Hauptdolomit folgende Glied die Oberoligozänformation. Oberflächlich ist sie freilich dort nirgends entwickelt, aber wir kennen sie sehr genau nach Zusammensetzung und Fossilführung aus den Tiefbohrungen. Die Oligozänschichten bestehen hier aus einer bunt wechselnden Folge von Sanden, sandigen Schottern, Kies, Konglomeratbänken, Tonen, die nur selten kohlig werden, wie Mergelschichten. An Fossilresten wurden in einzelnen Bohrungen seltener Pflanzenreste, weiterhin Mollusken aufgefunden. Von Zweischalern sei die Gattung *Cytherea* erwähnt, von Gasteropoden aber *Cerithium margaritaceum* und *Melanopsis hantkeni*. Soweit solche Fossilreste vorliegen, geht mit Sicherheit hervor, dass wir es hier lediglich mit einer oberoligozänen Schichtenserie zu tun haben.

Die Mächtigkeit dieser Oligozänschichten bleibt selbstverständlich schwankend, ist an den Grabenrändern schwächer um gegen den Zentralteil bis zu einer Mächtigkeit von rund 300 m anzusteigen.

Auch mediterrane Bildungen sind, jedoch nur im Bereiche der Grabenränder, entwickelt. Es sind aber keine marinen Schichten, sondern Kontinentalbildungen, die nach dem Grabeneinbruch entstanden sind. So hatten wir ursprünglich abgerollte Quarzschotter mit verkieselten Hölzern, die nordwestwärts von Bodajk an jener den Graben zugewendeten Seite des langgestreckten Rückens bei der Töröspuszta, östlich von der Kis-Tárnokpuszta, an die Oberfläche treten. Sie haben in der pontischen Zeit hier jedoch eine Aufarbeitung erfahren.

Im Gegenflügel unseres Grabens sind ebenfalls dicht am Rande des Csákahegy unterhalb seines Gipfels kontinentale Mediterranbildungen entwickelt. Es sind sandige Tone und glimmerige, grobkörnige

rölichgraue Sande, die hier mit ihrer Süßwasserfauna in einer verdienstvollen Arbeit durch J. v. SÜMEGHY¹ bereits beschrieben wurden. J. v. SÜMEGHY weist nach, dass die Kontinentalfauna aus Landarten und Bewohnern des fließenden wie des Sumpfwassers bestand und im Mittelmiozän, also im Helvétien gelebt haben muss. Im Untermediterrän wurde der Graben tektonisch geschaffen, und das von der stehen gebliebenen Hochfläche des Vértés abfließende Wasser sammelte sich an den Rändern zu Tümpeln und kleinen Wasserläufen an, besiedelt mit einer mittelmediterranen Fauna. Diese Absätze sind heute freilich in nur lokaler Entwicklung nachweisbar. Deshalb darf es nicht Wunder nehmen, wenn man in den Tiefbohrungen solche helvetische Kontinentalablagerungen, die sich von den oberoligozänen Absätzen petrographisch nicht trennen lassen, selten nachweisen kann. Zu solchen mittelmiozänen Kontinentalablagerungen rechne ich feinkörnige, lockere Sandbänke mit Lignit vom Typus des Várpálotacr Mediterränflözes, das man unter den pontischen Schichten zwischen Csákberény und der westlich gelegenen Orondpuszta dicht bei Kote 198, in einer nur geringen Tiefe von 11 m angefahren hat. So bleibt es wohl als erwiesen, dass diese mediterranen Kontinentalbildungen, wenn auch nicht als einheitlicher Schichtenkomplex, so doch in kleinere Vorkommen aufgelöst, den ganzen Nordostrand des Mórer Grabens begleiten.

Auch am Südwestrande des Grabens, also bei Bodajk und Csurgó, bleibt es nicht unwahrscheinlich, dass wir hier am Rande des Bakonygebirges ähnliche mediterranen Kontinentalbildungen entwickelt finden, diese aber von pontischen Schichten und Löss verdeckt werden.

Eine grössere Rolle wieder spielen die pontisch-pannonischen Schichten im Bereiche des Mórer Grabens. Die hier an der Oberfläche entwickelten Bildungen sind hellgraue, sehr glimmerreiche Sande, wie bei der Kósa-Mühle am Hang über dem Bodajkivíz, südlich Magyar-Almás, und Tönc, Schotter, wie sogar Strandschotter am Rande einzelner Dolomitinseln. Solche Strandschotter haben wir am Westhang des Szeghegy bei Magyaralmás. Auch Sandsteine finden sich, meist linsenförmig entwickelt, wie bei Atyamajor. Durch zahlreiche Bohrprofile werden wir jedoch auch über ihre Zusammensetzung nach der Tiefe und ihre Mächtigkeit im Bereiche des Mórer Grabens unterrichtet. Bei Csákberény haben wir gelbe, graue und blaugraue Sande, feinkörnigen Sandstein, schieferartige Tone, Glimmersande mit zuweilen artesisch gespanntem Wasser, dunkelgraue wie auch blaue Tone in schwankender Mächtigkeit dieser ganzen Masse von 8–40 m. Diese Schichten nehmen gegen Süden an Mächtigkeit zu und erreichen im Gebiete der Anbauflächen von Burián-Menti eine Stärke von 140 Meter. Gegen Westen, über Söréd nach Mór nimmt ihre Stärke wieder ab und dürfte bei Kote 167 westlich des Vajahegy über die Höhe von 30 m kaum hinausgehen.

An dem Aufbau der Oberfläche des Grabens von Mór–Székesfehérvár nehmen diese hier behandelten älteren Bildungen, die meist in der Tiefe ruhen, nur in geringem Masse teil. Hauptanteil hat hier der Löss, der nordostwärts der alluvialen Niederung des Mórer Kanals und des Bodajkivíz eine Terrasse bildet. Er führt vielfach die bereits genugsam bekannte Lössfauna. Was nun die Mächtigkeit dieser Lössmassen betrifft, so sind diese am Nordostrand des Grabens recht beträchtlich und erreichen hier entlang des ganzen Südabbruches des Vértésgebirges eine durchschnittliche Stärke von etwa 20 m. Im Südwesten, am Rande des Gegenflügels, wird die Lössdecke so schwach, dass aus ihr die pontischen Schichten allenthalben empor tauchen, wie im Randgebiet zwischen Bodajk und Csurgó. Es wird hier

¹ J. v. SÜMEGHY: Mittelmiozäne Festlands-Schneckenfauna aus der Umgebung von Környe und Bodajk.“ *Földtani Kézöny*, Bd. LVI., 1926.

im Grabengebiet von Mór die Erfahrung bestätigt, dass im Pleistozän durch die damals vorherrschenden Nord—Nordwestwinde, die den Steppenstaub in das Grabengebiet bliesen, sich dieser in erster Linie im Windschatten an der durch das Vértesgebirge windgeschützten Luvseite niederschlug.

An anderen pleistozänen, aber untergeordneten Bildungen haben wir am Gebirgsrande bei Csákyberény einen Schuttkegel hervorzuheben, der sich stromartig dort aus ziemlich eckigem Dolomitschotter aufbaut. Im Gegenflügel bei Bodajk lagern hingegen auf die pontischen Schichten von den Höhen des Bakony herabgeflossene ehemals mediterrane Schotter mit verkieselten Magnoliaceenstämmen am Südsaum des Bitterberges.

Endlich sind noch die alluvialen Bildungen im Gebiete des Mór—Székesfehérvárer Grabens kurz zu erwähnen. Sie erfüllen die holozäne Niederung des Mórer Kanals und des Bodajkiviz. Ihre Schichten bestehen aus dunkelgrauen oder hellen, sandigen Süsswassertonen, denen besonders in den tieferen Partien ehemalige, bis in die Holozänzeit umgearbeitete mediterrane, quarzitisches Schotter beige gemengt sind, die aus den höheren Berggebieten herabgeschwenmt wurden. Diese alluvialen Schichten enthalten zahlreiche Süsswasserschnecken und Muscheln. Die Tatsache, dass hierbei gerade nach der Tiefe der Reichtum dieser zunimmt, deutet auf eine stärkere Niederschlagsperiode am Anfang des Holozäns hin. Darauf weisen auch die stärkeren Schotteranhäufungen gerade in den tieferen Schichten dieser Alluvionen, wo sie sich besonders in den Zonen geringerer Wasserströmung angehäuft haben. Heute gibt es solche Jahresniederschläge von einem derartigen Ausmass nicht mehr. Nur Sumpfschnecken bevölkern etzt die alluvialen Gebiete des Mórer Grabens.

DIE RANDSCHOLLEN DES BAKONYGEBIRGES AM GROSSEN SPRUNG VON BODAJK—MOHA.

Betrachten wir nun den Südwestrand des Mórer Grabengebietes mit seinen hier entlang dem grossen Bruch von Bodajk—Moha auftauchenden Berghöhen des Bakonygebirges. Dieser Randbruch wurde bereits in seinem Verlaufe geschildert. Zur Vervollständigung soll noch hinzugefügt werden, dass in Bezug auf seine Auswirkung im weiteren Streichen gegen Südosten die Abbrüche des Óhegy und Rákhegy südwärts Csurgó und jene des Bitó-, wie Szeghegy als auch jene aus Gyroporellendolomit aufgebauten Berglehnen gleich oberhalb, nordwestwärts von Iszkaszentgyörgy zwar stumme, aber klar in die Landschaft hinein ragende Zeugen bleiben. Verfolgen wir nun den Rand dieses gegen sein Nordostende abbrechenden Bakonygebirges. In diesem Randgebiet zeigt unser Gebirge, das sich hier aus obertriassischen Schichten des Hauptdolomites aufbaut, ein Streichen von Ostnordost gegen Westsüdwest mit nördlichem Einfallen.¹

Ausser der Trias nehmen am Aufbau dieses nordöstlichen Randes des Bakonygebirges als nächstältestes Glied die Absätze der Eozänzeit teil. Sie lehnen sich an die Triasbildungen gänzlich

¹ Am Bitterberg lagert der Hauptdolomit Str. N 65°O F 28°N, am Nordrand des Bodajkihegy Str. N 75°O F 34°N, weiter westwärts N 80°O F 32°N. Am Köhegy südlich Balinka lagert der Dolomit Str. N 55°O F 30° und am Südhang des Várhegy Str. N 50°O F 45°N.

diskordant. So sehen wir diese Eozänschichten südlich von Csurgó im Gebiete des Óhegy und Rákhegy nördlich der Gubacsmühle den Ausläufern der Triasmassen des Vaskapu angelagert, eine ursprüngliche Gebirgseinheit, die der Taldurchbruch der Gaja hier südwärts von Csurgó zerschnitten hat. Der Aufbau dieser Eozänschichten entspricht, selbstverständlich mit Variationen, die wir nun einmal im Eozän mit typischer Fornær Fazies überall verfolgen können, einer im oberen Teil mehr kalkigen, marinen Entwicklung, während die tieferen Partien, mergelig und weicher werden und zahlreiche Orthophragminen, Bryozoen wie Mollusken vom Fornær Typ enthalten. Auf diese älteren Bildungen legen sich, wie schon bei der Beschreibung des Grabens von Mór—Székesfehérvár hervorgehoben wurde, an dem Gebirgsrande die pontischen Schichten und Löss.

Es herrscht kein Zweifel darüber, dass neben der grossen in dem Vorland gelegenen Hauptbruchlinie Bodajk—Csurgó—Moha, der diessseits jener Linie über ihr aufsteigende nordöstliche Gebirgsrand des Bakony auch von Brüchen durchschnitten wird. Diese laufen einerseits dem Hauptbruch parallel, und sind anderseits darauf senkrecht gestellt. Eine erste dem Randbruch parallel laufende Nordwest—Südost streichende Transversalverwerfung scheidet den Kesellőhegy von der Dolomitmasse des Bodajkihegy. Denn nur so ist die isolierte Lage der Dolomitkuppe des Kesellőhegy zu erklären, der nur mit 215 m kulminiert und gegen den mit 259 m gipfelnden Bodajkihegy abgesunken ist.

Die darauf senkrecht gestellten Längsbrüche, welche dieses Randgebiet durchziehen, bleiben innerhalb der triassischen Bergmasse schwer nachweisbar. Aber der Nordabbruch des Bakonygebirges am Sprung

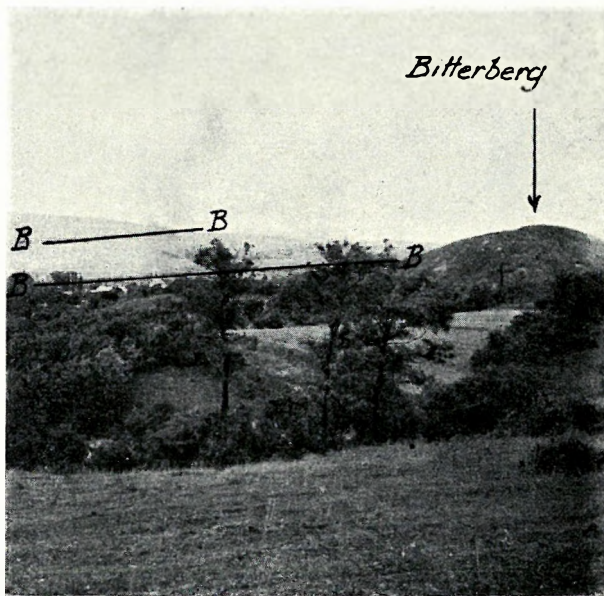


Fig. 6. Blick auf den Mórer Graben, vom Bitterberg oberh. Bodajk.
B—B. Den Mórer Graben begrenzende Brüche.

von Bodajk—Csernye, wie eine kleinere ihm parallel laufende Ruptur, die den scharfen Südabbruch des Kesellőhegy bedingt und der grosse Randbruch, der den westlich gelegenen Horst von Varjúvár begrenzt und die Randschollen im Süden abschliesst, alle diese genannten Brüche weisen auf die Bildung von longitudinalen Sprüngen hin. Nach diesem tektonischen Bilde dürfen wir daher von Randschollen am grossen Bruch von Bodajk—Csurgó—Moha sprechen. Ich denke mir westlich dieser Linie ein schuppenartig zertrümmertes Bruchfeld, das sich entlang gestaffelter Querbrüche gegen den Mórer Graben absenkt, und dessen einzelne Elemente in Folge von Denudationen und Lössbedeckung nicht mehr in voller Schärfe erkannt werden können. Diese Randschollen am grossen Bruch von Bodajk—Moha werden gegen Westen vom Horst des Varjúvár

und der Hochfläche von Isztimér durch den grossen Gajadurchbruch geschieden. Es ist eine hochinteressante epigenetische Talbildung, die auf einer Transversalverwerfung basiert, ein Bruch, auf den schon G. PRINZ¹

¹ G. PRINZ: „Die Fauna der älteren Jurabildungen im nordöstlichen Bakony“. Pag. 7. Mitteilungen a. d. Jahrbuch per Kgl. Ung. Geol. Anstalt. XV. Bd.

hingewiesen hat. Die an den Talabhängen in Form von Felsabbrüchen entwickelten Dolomitschichten zeigen zu beiden Seiten des Durchbruchtales eine ungleiche Lagerung.¹ Mit diesen hier gezeichneten tektonischen Linien wurden durch die Gebirgsbewegung die Randschollen am grossen Bruch von Bodajk—Moha geschaffen, auf die wir in Fig. 6 blicken.

DER HORST VON VARJÚVÁR UND DIE HOCHFLÄCHE VON ISZTIMÉR.

Jenseits des Durchbruches der Gaja steigen die Massen des Hauptdolomites zu einem über 300 m hohen Horst empor, der Scholle von Varjúvár mit den Gipfeln des Köhegy und Várhegy. Die Schichten des Hauptdolomites im Bereiche dieses Horstes zeigen im allgemeinen ein mehr Ostnordost—West südwest gerichtetes Streichen, das sogar mitunter in die Ost—Westrichtung übergeht mit sehr betontem Einfallen gegen Nord, schwenken aber am Südrand des Horstes in die NO—SW Richtung um. Es prägt sich also in der Schichtenlagerung ein gewisser Unterschied zu dem vorher behandelten Randschollengebiet bei Bodajk aus, wo die Dolomitschichten in ihrem Streichen mehr an die Nordost—Südwestlinie angepasst erscheinen. Das Einfallen bleibt, wie dies schon betont wurde, ziemlich steil zum mindesten in der Nachbarschaft des Gajatales, schwankt es doch dort zwischen 40 und 48 Grad, wie dies aus den Angaben in der letzten Fussnote zu ersehen ist.

Im Landschaftsbilde erscheint dieser Horst als ein Dolomitreieck, begrenzt gegen Nordost durch das Gajatal, nach Nordwesten durch den grossen Nordrandabbruch des Bakonygebirges und endlich im Süden durch die bereits erwähnte Ostsüdost—Westnordwest verlaufende Verwerfung, die unterhalb der Höhen des Várhegy und Köhegy durch unsere Berglandschaft läuft.

Jenseits dieses Horstes von Varjúvár, entlang einer neuen Nordwest—Südost gerichteten Bruchspalte, erhebt sich die Hochfläche von Isztimér. Diese Ruptur begrenzt sie randlich nach Nordosten und läuft am Fusse des Vöröshegy und unterhalb von Felsőharaszt vorbei zum Vaskapu, wo sie mit einer neuen Nordost—Südwest gerichteten grossen Verwerfung zusammentrifft, welche die Hochfläche von Isztimér im Südosten, gegen die mächtige Triasscholle von Csurgó—Csór begrenzt. Nach Südwesten aber wird diese Hochfläche, wenn auch nicht tektonisch, so doch morphologisch durch ein tief in die dolomitischen Felsmassen eingeschnittenes Erosionstal, dem Burokvölgy begrenzt, das unsere Hochfläche von dem ihm gegen Westen folgenden hoch aufsteigenden Dolomitmassiv trennt, das im Sárberék und Középberek mit weit über 400 m gipfelt. Im Norden aber ist unsere Dolomitafel, wenn auch bei reicher Lössbedeckung, wie die hier auftauchenden Dolomitinseln erkennen lassen, bis zu dem grossen nördlichen Randbruch des Bakonygebirges ausgedehnt, der hier die Hochfläche von Isztimér nach dieser Richtung begrenzt. Trotz der Lössbedeckung im Bereiche der Dültfápuszta, wo der Hauptdolomit, der die Hochfläche

¹ Am Westfusse des Bodajkihegy bei der Flachmühle lagern die Schichten des Hauptdolomites Str. N 60°O F 32°N, weiter gegen Südosten, am nordöstlichsten Felsufer der Gaja Str. N 65°O F 30°N, ostwärts davon Str. N 65°O F 40°N, unterhalb an dem gegen die Gaja vorspringenden Bergfusse Str. N 60°O F 48°N, endlich am Öreghegy Str. N 60°O F 47°N. Auf der gegenüberliegenden Talseite am Fusse des Varjúvár—Horstes lagert der Hauptdolomit Str. N 8°O F 42°N, dicht daneben Str. N 90°O F 48°N, weiter südwärts Str. N 80°O F 42°N und endlich Str. N 70°O F 48°N.

in ihrem Kerne aufbaut, nur in getrennten Inseln übertage aufgelöst erscheint, bleibt der Dirndlberg¹ mit seiner scharf in der Landschaft aufragenden Dolomitmasse ein Wahrzeichen für die Einheitlichkeit dieser Hochfläche im Norden. Im Nordwesten wird die Hochfläche von Isztimér von der Eozänbucht von Gyón abgelöst, während endlich im Westen das etwas höher gelegene Massiv des Mellár als Begrenzung angesehen werden mag. Eine tektonische Trennung unserer Hochfläche übertage gegen die Eozänbucht von Gyón lässt sich heute nicht mehr in voller Schärfe feststellen, doch muss ein vom Nordrand des Somhegy und südwärts Dülffápuszta bis zum Rande des Mellármassivs Ostnordost—West-südwest streichender präeozyäner Sprung vorhanden sein, dessen Verlauf jedoch verwischt bleibt.

Was nun den inneren Aufbau der Hochfläche von Isztimér anbetrifft, so ist dieser ziemlich einfach. In der Hauptsache bleibt sie eine aus Hauptdolomit aufgebaute Tafel mit ziemlich nordost—südwestlichem Schichtenstreichen und einem Einfallen unter durchschnittlich 35 Grad.²

Diesem Hauptdolomit der Obertrias sind in verhältnismässig sehr dünnen Partien eozyäne Schichten aufgelagert, wie wir solche auf etwas grösseren Flächen unmittelbar ostwärts des Dorfes Isztimér entwickelt sehen. Das Gestein besteht hier aus Nummulinenkalken mit Milioliden und Gasteropoden. Weiter nordwärts, am Rande der Hochfläche ist ebenfalls das Eozän in einzelnen kleinen Schollen entwickelt, die unmittelbar dem Hauptdolomit oder dem hier gegen Westen einsetzenden Dachsteinkalk aufgelagert sind. Diese Dachsteinkalkschichten ziehen zu dem Massiv des Mellár, in das die Hochfläche ohne tektonische oder morphologische Grenzen hinüberführt. Der Dachsteinkalk steht dort mit dem Hauptdolomit in konkordantem Schichtenverbande und zeigt auch ein nordost—südwestliches Streichen der Schichten mit ähnlichem Einfallen.³ Jüngere Bildungen sind auf der Hochfläche von Isztimér nur als Reste verbreitet. So finden wir im Norden der Tafel oberhalb Dülffápuszta mediterranen Schotter aufgelagert auf Dachsteinkalk. Ebenso liegen Reste vom ihm im Osten von Isztimér gegen die Gaja. Diese Schotter führen zwar die so charakteristischen verkieselten Hölzer, besitzen aber keine besondere Grösse, sodass es sehr wahrscheinlich wird, dass wir es hier mit in der Quartärzeit umgearbeiteten Mediterranschotter zu tun haben, wie solche bei Bodajk, auf pontischen Schichten lagernd, bereits erwähnt wurden. Als weitere jüngere Bildungen müssen endlich Süsswasserkalke hervorgehoben werden, die, wo sie auftreten, nur lokal und von geringer Ausdehnung sind. Sie finden sich jenen Inseln aus Hauptdolomit aufgelagert, die aus der Lössdecke südwärts Isztimér gegen Bakonykúti verstreut auftauchen. So lassen sich die Süsswasserkalke entlang dieser Zone in südlicher Richtung verfolgen. Aber ebenso finden wir die gleichen Süsswasserkalke von Gúttamási ostwärts, am Westrand des Hohl-gatternerberges. Sie gehören dem levantinischen Zeitalter ihrer Entstehung nach an, und bekunden als wahrscheinliche Spaltenquellbildungen, dass auch die grosse, postpannonische Gebirgsbewegung überall, selbst in den höheren Tafelgebieten des Bakonygebirges, ihre Spuren hinterlassen hat.

Ob die abradirte Hochfläche von Isztimér, trotz ihres geschilderten äusserlich einfachen Aufbaues in sich ältere Rupturen birgt, bleibt mehr als unwahrscheinlich. Denn in solchen Fällen würde der

¹ Alte Karten: Somhegy 346 m, Dirndlberg 348 m; neue Karten: nur Somhegy 346 m.

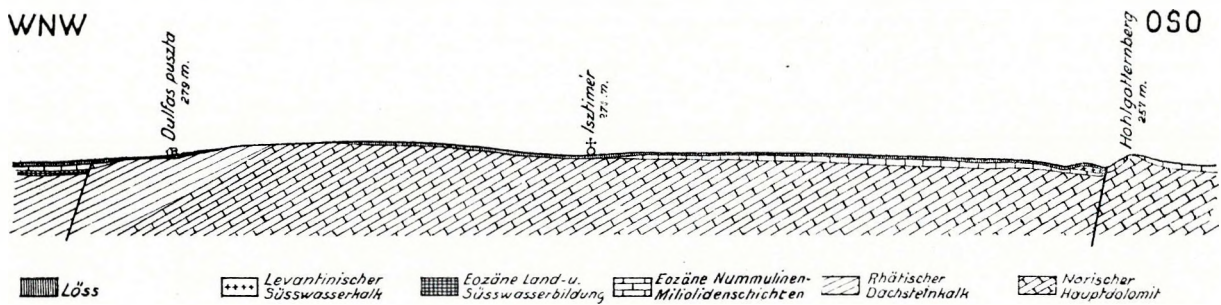
² Am Dirndlberg lagert der Hauptdolomit Str. N 70°O F 35°N, im Burokvölgy, an den Felswänden der östlichen Talseite gemessen gegenüber dem Hársdomb Str. N 40°O F 35°N, weiterhin talabwärts Str. N 35°O F 39°N, südlich vom Burokhegy aber Str. N 70°O F 34°N. Im Gebiete der Dolomitinsel südlich des Calvarienberges von Isztimér unweit Kote 257 lagern endlich seine Schichten Str. N 65°O F 30°N.

³ Am Waldrand bei Pusztakisgyón: Dachsteinkalk Str. N 55°O F 23°N, S-wärts, hiervon Str. N 65°O F 25°N.

Dachsteinkalk, der am Nordrand unserer Tafel einsetzt, nicht mit einer so ungestörten Grenzlinie auf dem Hauptdolomit lagern.

Wie einfach der Aufbau hier ist, zeigt ein erstes Profil, das in nordwest—südöstlicher Richtung von Dülffápuszta über Isztimér gezogen ist, und Fig. 7 veranschaulicht. Wir sehen oberhalb des

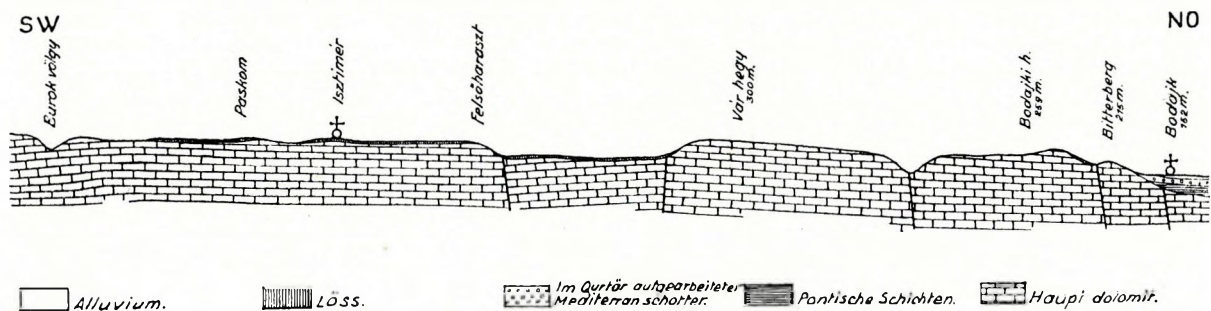
Fig. 7. QUERPROFIL DURCH DIE HOCHFLÄCHE VON ISZTIMÉR.



Abbruches der Tafel über Dülffápuszta ganz ungestört gegen Norden einfallende Schichten aus Hauptdolomit, auf dem bei Isztimér eine schwache Eozändecke lagert. Auf der entgegengesetzten Seite unseres Profils ragt entlang dem grossen, geschilderten Nordost—Südwestbruch, der Szilvagy (Hohlgaßenberg) über dieser Tafel auf, der in seinem Kern aus Hauptdolomit besteht, um den sich mantelförmig Nummulitenkalk legen. An seinem Fusse, also im Bereiche der Ruptur, lagert dann eine dünne Decke von levantinischem Süßwasserkalk auf dem dort abgesunkenen Hauptdolomit.

Ergänzend erweitert wird dieses Bild durch ein zweites Profil, Fig. 8, das von der Hochfläche durch den ganzen Nordostabbruch des Bakonygebirges führt. Hier sehen wir von Nordost gen Südwest

Fig. 8. PROFIL IM SCHICHTENSTREICHEN AM NORDOSTABHANG DES BAKONYGEBIRGES.



die Scholle des Bitterberges entlang dem grossen Randbruch von Bodajk—Csurgó—Moha aufsteigen, gefolgt von der Scholle des Bodajkihegy. An sie schliesst sich der Varjúvárhorst, zwischen dem sich gegen die Hochfläche von Isztimér ein Graben einschaltet. Jenseits von diesem steigt die Tafel von Isztimér mit dem randlichen Felsőharaszt auf. Das Profil zieht durch die Hochfläche weiter über die Weinberge von Isztimér und über das „Paskom“ genannte Feldgebiet bis zum Erosionaltal des Burokvölgy und zeigt ergänzend den höchst einfachen inneren Aufbau der Hochfläche von Isztimér.

DAS MASSIV DES MELLÁR.

Westwärts der Hochfläche von Isztimér folgt im Nordabschnitt des Bakonyer Gebirgszuges das Massiv des Mellár, in das die Hochfläche von Isztimér ohne tektonische oder morphologische Grenzen allmählich hinüberleitet. Die einzige Scheidung bleibt, dass der höchste Punkt des Mellármassivs 130 m über der Hochfläche von Isztimér, — wenn wir ihre durchschnittliche Höhe nehmen — emporragt, wobei wir von dem etwas höher aufragenden Nordrand der Hochfläche, der mit dem Dirndlberg und Somhegy etwas über die Dreihundertmeterlinie emporsteigt, absehen wollen. Ausserdem bleiben die Juraschichten an den Hängen des Mellár, denen G. PRINZ 1. c. ein so treffliches geologisch-paläontologisches Denkmal gesetzt hat, so eng mit diesem Massiv verbunden, dass mit ihnen der Mellár nicht nur im nordöstlichen Zuge des Bakonygebirges, sondern auch in der ungarischen geologischen Literatur eine dominierende Stelle einnimmt. Tektonisch ist das Mellármassiv auch nicht gegen Westen von dem grossen Plateau von Tés geschieden, das ihm nach dieser Richtung folgt und den Mellár mit seinen höchsten Punkten nur um 70 m überragt. Morphologisch kann man diese Gebiete des nordöstlichen Berglands des Bakony in gewissem Sinne jedoch trennen und zwar bergabwärts, mit den hier im Westen des Mellár zur Gaja ziehenden Feuersteingraben, dann auf der Gebirgshöhe selbst, gegen Südwesten hin durch den untersten gegen Südosten gerichteten Lauf des Bükkösárok nordwärts Királyszállás, wie gegen Süden mit dem mittleren nach Osten gerichteten Lauf des Burokvölgy, das hier den Mellár gegen die Dolomitmasse des Sárberék abtrennt. Dieses Massiv des Mellár besteht in seinem Kern aus Hauptdolomit, dem sowohl im Norden wie im Westen der rhätische Dachsteinkalk aufgelagert ist und zwar in konkordantem Schichtverbande. Dieser Hauptdolomit im Gebiete des Mellár zeigt ein Schichtenstreichen, das um die Nordost—Südwestlinie schwankt mit einem immer mehr sich verstärkenden Einfallen dieser Dolomitschichten im Ost- und Südabschnitt des Massivs, wo die Dolomitbänke eine Neigung bis zu 35 Grad aufweisen, während sie westwärts im Gebiete von Királyszállás viel schwächer einfallen, sodass man im Gebiete des Téser Hochplateaus gegenüber dem Mellár eine stark geänderte Schichtenneigung der Triashildugen betonen kann.

Das Burokvölgy, welches das Massiv des Mellár in seinem Mittellauf, das Hochplateau von Tés aber gegen Osten mit seinem Oberlauf begrenzt, ist ein ehemaliges Erosionstal, das heute nur noch ein Fiumar darstellt, im Oberlauf noch erfüllt von Gebirgsschutt, weiter abwärts aber bedeckt mit feuchtem Tallehm, der eine reiche Pflanzendecke trägt. Der sehr eigenartige Verlauf dieses Tales in einem nach Süden geöffneten und geknickten Bogen, wurde nicht durch Brüche bestimmt. Denn beide Talseiten weisen im allgemeinen keine weitgehenden Unterschiede in der Lagerung der hier entwickelten Dolomitschichten auf,¹ was sonst wohl der Fall wäre. Dieses Tal ist vielmehr durch rückschreitende

¹ Die Dolomitschichten im Burokvölgy lagern beim Jagdhaus Kuszlica N 70° O F 39°, weiter nordwärts am Fusse des Kőzépberék an der östlichen Talseite Str. N70°O F 32°N, weiter nordwärts, an der westlichen Talseite von Királyszállás, Str. N75°O F 30°N und weiter unterhalb Str. N60°O F 17°N, an der östlichen Talseite zwischen diesen gemessenen Punkten, Str. N80°W F 16°N. In dem von Ost nach West verlaufenden Talabschnitt lagert der Hauptdolomit am nördlichen Talabhang unterhalb Kote 345 Str. N60°O F 25°N, ostwärts davon vor der Einmündung des vom Südhang des Mellár herabziehenden Seitengrabens Str. N45°O F 35°N weiter, wo das Burokvölgy nach Süden umschwenkt, bei Kote 534 Str. N40°O F 35°N, und südwärts bei Einmündung des vom Paskom herabziehenden Seitengrabens Str. N 35° O F 39°N. Weiter südwärts am Osthang des Hársdomb lagert der Dolomit Str. N65°O F 35°N, an der gegenüberliegenden östlichen Talseite Str. N55°O F 35°N und weiter abwärts, an der rechten Talseite Str. N55°O F 30°N. Endlich lagern die Dolomitschichten südwärts des Burokhegy, an der östlichen Talseite Str. N70°O F 34°N.

Erosion geschaffen worden, wobei der ehemals noch höhere Mellár den Abfluss des Burokbaches gegen Norden verhinderte. Das ziemlich unvermittelte Umbiegen des Burokvölgy aus der Süd-nordrichtung in die West-ost-richtung wurde wahrscheinlich durch die ehemals zuströmenden Wassermassen aus dem Bükkösárok, nordwärts Királyszállás bedingt. Ebenso dürfte das von der Ostabdachung des Mellár durch einen Seitengraben nach Süden zum Burokvölgy drängende Wasser beim Háršdomb ein neuerliches Umschwenken des Bükkösárok in die Nord-Südrichtung veranlasst haben.

Das Grundgerüst des Mellármassivs bleibt die Trias, der norische Hauptdolomit und der rhätische Dachsteinkalk, die hier auf dem Rücken des Massivs meist von einer dünnen Lössdecke verhüllt werden.

An sie schliessen sich die so bekannt gewordenen Juraschichten des Mellár. Diese Juraschichten lehnen sich an den Dachsteinkalk der Obertrias in konkordanter Auflagerung. Sie ziehen entlang der obersten Querallee der Waldungen von Kisgyón, in der Richtung Nordost-Südwest am Nordabhang des Mellár gegen Westen, wo sie in ihrer Oberflächenverbreitung an Raum gewinnen. Das tiefste Glied dieser jurassischen Schichtenserie, die sich eng an den rhätischen Dachsteinkalk lehnt, zieht gegen Westen bis zu den Herrschaftswaldungen von Csősz, wo es unter der Lössdecke des Téser Plateaus versinkt. Es sind im Liegenden Kalke vom Typus des Dachsteinkalkes, die sich von den rhätischen Kalken durch eine reichere Brachiopodenführung auszeichnen. Dies gilt für das Westgebiet ostwärts von Csőszpuszta. An den Berghängen des Waldgebietes von Puszta Kisgyón, also nach Osten ändert sich diese Dachsteinkalkfazies des untersten Lias und geht hier in graue, etwas splitterige Kalke mit hell- und dunkelgrauen Hornsteinbänken über, die in diesen Schichten in langgestreckten Linsen auftreten. Die blassgelben Kalke in Dachsteinkalkfazies erhalten streckenweise ein körniges Gefüge und bilden dann Crinoidenkalkbänke. Die mit diesem untersten Liaskalkkomplex innig verbundenen Hornsteinbildungen liegen an den Hängen in grösseren und kleineren Blöcken umher, und der Waldboden erscheint mit ihren Schotterstücken gespickt. So entwickelt sich diese älteste Jura-bildung in einer etwa 1000 m breiten Zone nach Westen gegen das Waldgebiet von Puszta Kis-Csősz, wo nun bergabwärts zwei tief in den Berghang eingeschnittene schluchtartige Tälchen, Tüzkövesárok genannt, die Entwicklung der Juraschichten am Mellár von jenen Liegendschichten bis zu den obersten

NNO Fig. 9. PROFIL DURCH DEN ÖSTLICHEN TÜZKÖVESÁROK. SSW



a HELLGRAUE KALKE MIT HORNSTEIN b GELBGRÄUE U. GELBE KALKE c GELBER KALK MIT CRINOIDENBÄNDERN U. HORNSTEIN d DUNKEL- U. HELLGELBE OFT DACHSTEINKALKARTIGE SCHICHTEN F FEUERSTEINBLÖCKE.

Hangendschichten mit prächtigen Aufschlüssen zeigen. Diese Gräben gewähren uns einen trefflichen Einblick in den Aufbau der Juraserie am Mellár. Der östliche Tüzkövesárok schliesst die oben geschilderte unterste Juraserie auf, die unmittelbar auf den Dachsteinkalk folgt und den tiefsten Lias repräsentiert. Wie Fig. 9 zeigt, lagern hier auf dem Dachsteinkalk unmittelbar blassgelbe Kalke von

ganz ähnlichem Habitus wie der Dachsteinkalk, nur meist stumpfer im Bruch. Darüber folgen hell- und dunkelgelbe Kalke, teilweise leicht kristallin mit jedoch sehr spärlich und selten vereinzelt Brachiopoden. Eng mit diesen Kalken in Zusammenhang stehen Hornsteineinlagerungen, Linsen und Bänke, die nach dem Hangenden immer mehr an Raum gewinnen. Im Graben selbst beobachtet man vielfach manns- hohe Blöcke aus Feuerstein, die ausgewittert und von den Hängen herabgerollt, auf den Kalkbänken lagern. Die gelbliche Kalkserie, die auch crinoidenkalkartige Bänder enthält, und stets wohl in mehr oder weniger schwachen Bänken geschichtet erscheint, wird nach oben gelblichgrau, bis sie endlich in graue, im Bruch matt bleibende Kalke mit Hornsteinbändern übergeht. Sie fällt mit 23° bis 25° gegen Norden.¹

Von diesem östlichen Feuersteingraben zum westlichen hinüber kann man im Waldboden, wo nicht eine Lössdecke das anstehende Gestein verhüllt, klar verfolgen, wie sich auf diese tiefste Juraserie ein höherer Schichtenkomplex in Adnether Fazies legt, den wir als „Ammonitenkalk von Csernye“ von der unteren Serie, den „Kalk- und Hornsteinschichten“ von Csernye, abtrennen wollen. Denn die hell- grauen, etwas splitterigen und die gelblichen Bänke der Kalk- und Hornsteinschichten werden zwischen beiden Grabenausgängen von fleischroten bis weinroten Cephalopodenkalkbänken abgelöst, welche die untere Schichtgruppe überlagern. Zwischen den beiden Gräben schiebt sich eine Bergnase gegen Nord- osten, an deren Südwesthang diese Ammonitenschichten den Hornstein-führenden Kalken folgen. In ihrer Lagerung stehen die Ammonitenkalke in engstem Zusammenhang mit den Hornstein-führenden Liegendkalken mit konkordanter Auflagerung, streichen sie doch auch Ost—West und fallen sie mit 20° gegen Norden.² Es beginnt diese Serie, soweit man im Schutt des Waldes beobachten kann, mit Bänken von Crinoidenkalk, denen lichtrote Ammonitenkalksteine folgen. Sie ändern gegen den westlichen Feuersteingraben etwas ihr Streichen, das sich mehr Westsüdwest—Ostnordost einstellt, und ein ganz klein wenig mässigeres Einfallen gegen Nordwest aufzeigt.³ Die einsetzende Ammonitenkalkgruppe lässt sich nun mit prächtigen Aufschlüssen dem westlichen Feuersteingraben nach aufwärts folgend, genügend gliedern. Den hellroten Kalken im Walde folgen mehr dunkelrote Kalke mit häufigen Manganspiegeln an der vielfach etwas knolligen, tonigen Oberfläche. In ihnen finden sich *Harpoceras boscense* und *Lytoceras fimbriatum* als Leitfossilien für den mittleren Lias wie in den höheren Schichtlagen *Hildoceras bifrons*, die den Oberlias charakterisiert. Gehören diese tieferen Cephalopodenkalke dem oberen und mittleren Lias an, so sind die darunter liegenden hornsteinführenden Kalke vom Dachsteintypus dem ganzen Unterlias zuzuzählen als fazielle Vertreter der Liasdachsteinkalkschichten, der unteren Hornstein- schichten und der Liasbrachiopoden-Crinoidenkalke im übrigen Bakony. Weiter aufwärts nehmen unsere Kalkbänke eine fleischrote Farbe an, dann werden sie auch wieder dunkelrot mit ganz allmählichen Über- gängen. Sie werden jetzt auch von bald dünneren, bald dickeren Hornsteinbänken unterbrochen. Auch in diesen Schichten haben wir eine prächtige Ammonitenfauna mit *Harpoceras opalinum* als Leitfossil, die den unteren Dogger charakterisiert. Auf dem diesen Feuersteingraben gegen Südost begrenzenden Bergrücken lagern endlich über diesen Cephalopodenkalken des unteren Dogger graue Mergelkalkbänke

¹ Am Grabeneingang lagern die Schichten Str. N 75° O F 26° N, weiter abwärts Str. N 90° O F 24° N, endlich am Grabenausgang Str. N 80° W F 23° N.

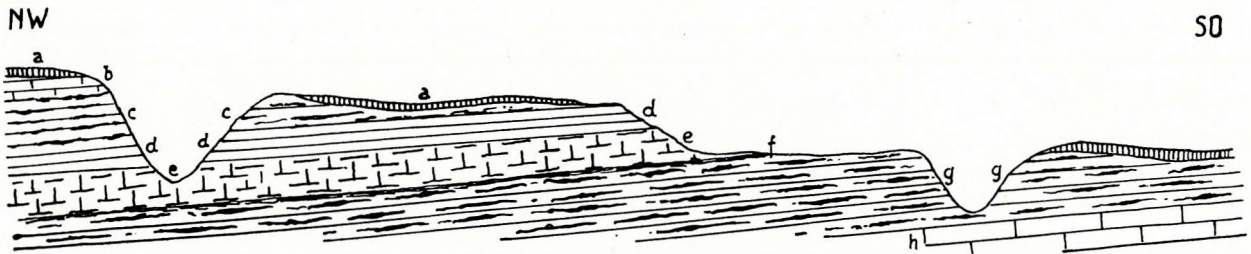
² Diese Schichten lagern hier Str. N 85° W F 20° N.

³ Am Ausgang des westlichen Feuersteingrabens bleibt die Schichtenstellung Str. N 75° O F 22° N, weiter südwärts bergauf Str. N 70° O F 20° N, oberhalb davon Str. N 70° O F 22° N und endlich darüber Str. N 65° O F 16° N.

mit Hornstein, die in der ganzen Juraserie das oberste Glied darstellen, welches ich dem oberen Dogger zuweise. Lagern doch die auf sie folgenden Crinoidenkalk des Tithon mit vollkommen gleichen Streichen und ganz ähnlichen Einfallen konkordant auf ihnen.¹ Dieser Crinoidenkalk ist hier lediglich in einer etzten Scholle entwickelt und sonst infolge Denudation abgetragen.

Fig. 10.

QUERSCHNITT DURCH DEN VON DEN FEUERSTEINGRÄBEN DURCHZOGENEN BERGHANG AM MELLÁR.



50

a. LÖSS b. CRINOIDENKALK DES TITHON c. GRAUE KALKE MIT HORNSTEINLINSEN d. CEPHALOPODENKALK DES DOGGER e. AMMONITENKALK DES LIAS f. CRINOIDENKALKBANK g. KALKE MIT REICHEN HORNSTEINBÄNKEN h. DACHSTEINKALK.

Diese Entwicklung der Juraschichten am Mellár soll nun noch das schematische Profil Fig. 10 erläutern, das von Südosten nach Nordwesten durch das von den Feuersteingraben durchzogene Berghanggebiet am Mellár gelegt ist. Von Nordwest nach Südost haben wir oben eine dünne Lössdecke, darunter Crinoidenkalk des Tithon, weiter oberen Dogger mit grauen Kalken und Hornstein, ferner Ammonitenkalke des unteren Dogger, darunter Cephalopodenkalke des mittleren und oberen Lias, endlich meist dachsteinkalkartige Schichten mit sehr reichen Hornsteineinlagerungen in den höheren Partien.

Dieses Gebiet der Juraschichten am Mellár bei Csernye weist präezäne Brüche auf, die wir entlang der Grenzen zwischen Dachsteinkalk und unterem, hornsteinführendem Liaskalk erkennen können. Ist die Grenze zwischen beiden Formationen im Nordwesten des Mellármassives noch weit gegen die Waldungen von Kisgyón vorgeschoben, so flieht sie nach Westen, ostwärts der Schafstallungen von Csősz in scharfer Linie nach Südosten zurück, um 500 m weiter gegen das Téser Plateau südwärts zu streichen. Der Knick des Bruches läuft auch zum oberen Ende des westlichen Feuersteingrabens, der das scharfe Aneinandergrenzen einer weiteren Tithoncrinoidenkalkpartie mit den Cephalopodenkalcken des Dogger am Eingang in den Graben gut erklärt. Denn dieser Graben, der sich kräftiger in die Juraschichten einsenkt, als diese selbst gegen Norden fallen, schliesst zwar nach dem Grabeneingang hin immer ältere Jura-bildungen auf, der Crinoidenkalk des Tithon in dieser zweiten südlichen Scholle lässt aber den Eindruck zu, dass er durch Dislokation an die Juraserie geschoben ist.

Am Waldwege nach Csernye in den Waldungen von Kisgyón, im Kontakt mit den Liaskalk- und Hornsteinschichten findet sich eine kleine Scholle von weissem Mergel, der vielleicht mit den Mangan-führenden Mergeln im übrigen Bakony verglichen werden kann, hier aber wohl nur eine lokale Auf-lagerung bleibt.

¹ Str. N 60° O F 16° N.

DIE DOLOMITMASSE DES SÁRBEREK.

Südlich des Mellármassivs jenseits des grossen Burokvölgy, erhebt sich der östliche Bakony zu einer grossen dolomitischen Bergmasse, die von dem 436 m hohen Sárberék beherrscht wird. Sie wird in ihren Nordwest-, Nord- und Ostrand durch das tief eingeschnittene Burokvölgy aus der Berglandschaft des östlichen Bakony gleichsam herausgeschnitten und ebenso auch im Süden durch einen grossen Randbruch scharf begrenzt, während im Südwesten ein längeres Fiumar, das Borbélyvölgy, welches fast bis zum Taleingang des Burokvölgy emporsteigt, die Dolomitmasse des Sárberék vom Téser Hochplateau trennt. Diese Dolomitmasse des Sárberék stellt eine im Relief mässig modellierte Hochfläche dar, aus der gleichsam mehr hügelförmig die Kuppen des Középberek und Sárberék aufragen. Im Untergrund steht allenthalben der obertriassische Hauptdolomit an, und wenn er auch an seiner Oberfläche in Lehm zersetzt ist, der nur mit Dolomitschotterstücken gespickt erscheint, und in solcher Beschaffenheit der Landwirtschaft Anbauflächen bietet, so müssen wir doch dieses ganze grosse Gebiet als eine reine Dolomitmasse ansprechen, die ganz frei von jüngeren Bildungen bleibt. Der diese Masse aufbauende Hauptdolomit ist an seiner Oberfläche, besonders im nördlichen Teil, nicht immer deutlich geschichtet. Im südlichen Abschnitt ist seine Lagerung viel besser auszunehmen. Er zeigt im allgemeinen ein Hauptstreichen in der Richtung Ostnordost—West südwest, und ein meist mässig scharfes Einfallen, das sich zwischen 24° bis 34° bewegt.¹

Die Trockentäler, welche diese Dolomitmassen durchziehen, laufen senkrecht zum allgemeinen Gebirgsstreichen, entsprechen also der Richtung der Transversalbrüche, doch soll damit keineswegs gesagt werden, dass es sich hier um Bruchtäler handelt, bleibt doch die Lagerung der Dolomitbänke an beiden Talflanken meist gleich.

Der Südrand der Dolomitmasse des Sárberék führt am Ausgang des Burokvölgy bei Kúti wie ostwärts der Bögreszöllök bei Újmajor zwischen Kúti und Várpalota einen zuckerkörnigen Dolomit, der mit gleichem Streichen und Einfallen unter dem Hauptdolomit zieht,² und hier als Gyroporellendolomit das tiefste Glied in der Dolomitmasse des Sárberék bildet.

Entlang dem grossen schwach bogenförmig nach Nordwest geöffneten und Nordost—Südwest

¹ Südlich des Kis-Burokpaták, etwa $\frac{1}{2}$ km südwärts der Kote 278, am Wege nach Újmajor lagern diese Dolomitschichten Str. N 75° O F 32° N, weiter auf diesem Wege bergabwärts Str. N 70° O F 32° N, ostwärts auf der rechten Seite eines zu den Weinbergen von Kúti führenden Feldweges oben Str. N 70° O F 32° N, und weiter abwärts Str. N 45° O F 32° N, wie westlich am Eingang in einen randlichen Graben, an der Ostseite Str. N 65° O F 32° N, an der Westseite Str. N 50° O F 34° N, und abwärts zum Ausgang Str. N 70° O F 40° N. Am Südostabbruch der Dolomitmasse, oberhalb von Újmajor, haben wir von Nordost nach Südwest ein Str. N 60° O F 32° N, Str. N 50° O F 32° N, wie Str. N 70° O F 34° N. Am Osthang des gegen Újmajor laufenden Trockentales haben wir im Nordwesten ein Str. N 70° O F 34° N, weiter abwärts Str. N 70° O F 34° N, endlich Str. N 70° O F 34° N und an der Westseite Str. N 70° O F 28° N. Oberhalb der Bögreszöllök lagert der Dolomit Str. N 55° O F 30° N und gleich westlich Str. N 65° O F 32° N, südwestwärts von Kote 248 Str. N 60° O F 28° N und südwestlich davon, an der Westseite des kurzen Fiumars Str. N 50° O F 30° N. Am Borbélyvölgy von Süden bergaufwärts bleibt die Schichtung Str. N 60° O F 24° N, etwas oberhalb Str. N 65° O F 28° N, weiter Str. N 70° O F 34° N, dann N 80° O F 26° N und Str. N 65° O F 28° N. Nordwärts vom Borbélyvölgy lagern die Dolomitmassen Str. N 75° O F 24° N, nordwärts am Wege, oberhalb Kote 327 Str. N 70° O F 28° N, und nordwärts Kote 336 Str. N 70° O F 30° N.

² Die Gyroporellendolomitschichten lagern hier bei den Bögreszöllök von West nach Ost Str. N 60° O F 32° N, Str. N 60° O F 35° N, wie gleich oberhalb Str. N 65° O F 40° N, und endlich weiter östlich Str. N 55° O F 45° N.

streichenden Sprung von Várpalota—Bakonykúti bricht diese Dolomitmasse des Sárberék gegen den von Süßwasserkalk erfüllten Graben von Kúti—Várpalota ab, und bildet so eine weitere morphologische Einheit in dem östlichen Bakonygebirge.

DIE EOZÄNE RANDBUCHT VON GYÓN.

Dem Mellármassiv ist nordwärts vorgelagert die eozäne Randbucht von Gyón, die in den Herrschaftswaldungen der beiden Puszten Kisgyón und Nagygyón südwärts Csernye gelegen ist. Wird sie im Süden vom Mellármassiv begrenzt, so erscheint sie nach Osten durch die mit dem Dirndlberg vorspringende Tafel von Isztimér abgeschlossen. Im Westen aber wird diese Randbucht durch einen gegen die Puszta Inota leicht vorgeschobenen Riegel aus Kreidegesteinen abgegliedert, welche diese Randbucht von der westlich entwickelten grossen Eozänbucht von Dudar—Nána—Szápár morphologisch trennen. Diese Bucht wird nun oberflächlich von nur an den mehr randlichen Teilen aus einer sehr schwachen Lössdecke auftauchenden Eozänschichten gebildet. Über dieses Gebiet wird bereits in der wertvollen Arbeit von K. ROTH v. TELEGD: „Spuren einer infraoligozänen Denudation am nordwestlichen Rande des transdanubischen Mittelgebirges“¹ — kurz berichtet. Sie bestätigt meine bereits in der Vorkriegszeit hier durchgeführten Untersuchungen, denen ich im folgenden Raum gebe, und welche noch durch die vortreffliche ROTH'sche Arbeit ergänzt werden.

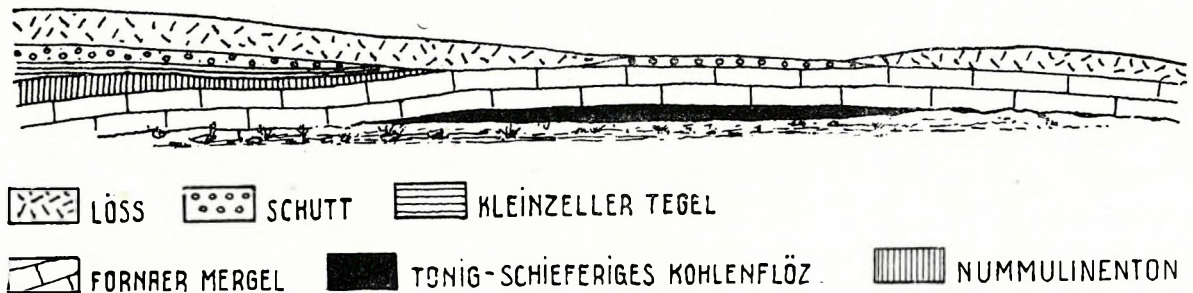
Die Eozänschichten, die an den Hängen der meist mit Löss bedeckten Bergnasen in vielen Gebieten von Puszta Kisgyón an die Oberfläche kommen, bestehen besonders randlich gegen das Grundgebirge aus festen Nummulinenkalken mit Orthophragminen und Glaukonit, weiter aus Kalkmergeln mit sehr zahlreichen Nummulinen wie *Nummulina lucasana* und *perforata*, welche das höchste Glied der Eozänserie in unserer Randbucht bilden. Unter ihnen folgen marine Molluskenschichten mit einer Fauna, welche an die Fornärschichten erinnert. Sie sind in einem ehemaligen Steinbruch unterhalb Kisgyón aufgeschlossen. Dieser liegt am Rande des westlichen Seitengrabens, der bei Kote 220 in den von Puszta Kisgyón gegen Süden laufenden Hauptgraben einmündet. Weiterhin sind diese Schichten gleich südwärts von Csernye im sogenannten Lencsésárok prächtig aufgeschlossen mit jenen für das oberste Mitteleozän so bezeichnenden Fossilien, wie sie die Buchtgebiete des eozänen Meeres im Bereiche des Bakony so treffend charakterisieren.

Wir haben hier, wie das im Lencsésárok aufgenommene Profil Fig. 11 zeigt, unter einer Löss-

W

Fig. 11. AUFSCHLUSS IM LENCSÉSÁROK BEI CSERNYE.

O



¹ Földtani Füzlet, Bd. LVII 1927.

decke von geringer Stärke, Bergschutt quartären Alters, und weiterhin, ebenfalls nur sehr schwach entwickelt, den Kleinzeller Tegel des unteren Oberoligozän mit seinen so charakteristischen Foraminiferen. Dann folgt nach abwärts das Eozän in Form von braunen Tönen mit Nummulinen. Darunter lagert eine Muschelbank, ein gelber Molluskenkalkmergel, erfüllt von sehr vielen Zweischalern und Schnecken. Es sind hier sehr bekannte Arten, welche in den Fornauer Schichten so häufig auftreten und deren genauere Behandlung dem stratigraphischen Teil meiner geologischen Arbeit über das Bakonygebirge vorbehalten bleibt. Diese durchlaufende Mergelbank erscheint in ihrem Verlaufe etwas geknickt und gebogen. Wir können daraus entnehmen, dass auch die alttertiären Schichten, selbst in Gebieten ruhiger Ablagerung durch eine auf sie folgende Epoche grösserer Gebirgsbewegungen gestört wurden. Konnte der Verfasser im Jahre 1908 in diesem Graben ein eozänes, schieferiges Kohlenflöz feststellen, so wurden von ihm auch noch an anderen Punkten der Eozänbucht von Gyón weitere Kohlenausbisse festgestellt. Hiervon liegt der eine im Waldgebiete südwärts des Jagdhauses der Puszta Kisgyón. Oberflächlich bleibt er ein kohligter Tegel, der nicht bauwürdig ist, jedoch hier nur den obersten Abschnitt der eozänen Süßwasser= sedimente darstellt. Abgesehen von den vom Verfasser auf Grund dieser Funde vorgeschlagenen Tief= bohrungen im Bereiche der Eozänbucht von Gyón, die von der Ungarischen Allgemeinen Kohlenbergbau A.=G. durchgeführt wurden, hatte man vor vielen Jahrzehnten in diesem Gebiete kleine Schurfversuche gemacht. So hatte man auf den mit Löss bedeckten Hängen bei Puszta Kisgyón damals zwei Schächte abgeteuft. Der eine westlich gelegene, war fast 20 m tief. Er durchfuhr eine Lössschicht von etwa 5 m Stärke und erreichte alsdann die eozänen Molluskenschichten vom Fornauer Typus, um endlich in einen schwarzen Ton zu enden. Der zweite Schacht durchteufte Löss in einer Stärke von 5 m und gelangte dann in sandige Schichten mit Dolomitschotter, wo die Schürfung leider eingestellt wurde.

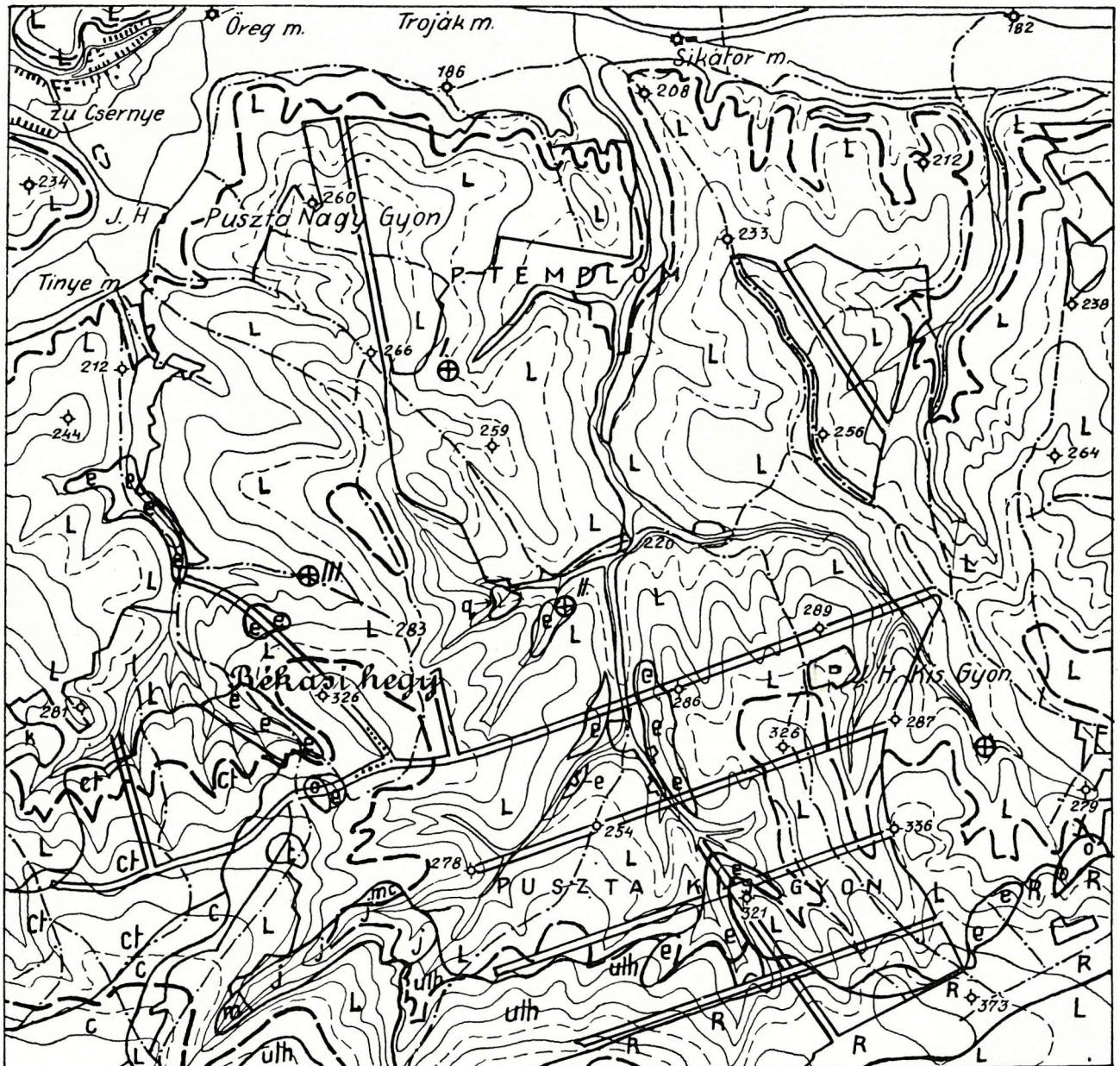
Was vom Verfasser von den späteren Tiefbohrungen oberflächlich im Aufbau des Eozäns in der Bucht von Gyón beobachtet werden konnte, bleibt kurz zusammengefasst folgendes: Das Hangend bilden Reste von Orthophragminen=Nummulinenkalk, darunter Kalkmergel, erfüllt mit einer Nummulinen= fauna, welche die *striata*=Stufe auszeichnen. Das Alleegebiet westwärts von Puszta Kisgyón ist übertage ihr Verbreitungsgebiet. Darunter folgen von Mollusken erfüllte mergelige und tonige Bildungen mit einem Faunencharakter, der an jene des Fornauer Molluskentones und Mergels, aber auch an die marinen Molluskenschichten des Eozänbeckens von Tatabánya erinnert. Als Liegendes haben wir endlich eozäne Süß= wassertone mit kohlenartigen Einlagerungen. Das war das Bild über die Eozänformation im Gebiete der Bucht von Gyón, wie es der Verfasser in seinen geologischen Tagebüchern noch im Jahre 1908 niedergelegt hat. Dieses Bild wird wesentlich erweitert durch die späteren in diesem Gebiete durchgeführten Tiefbohrungen, und dem am Südrande der Bucht angelegten Bergbau, wo man alsdann ein bescheidenes abbauwürdiges Quantum dieser eozänen Kohlen aufgedeckt hat.

Der Zentralteil der Eozänbucht von Gyón wurde durch drei auf Kohle gerichtete Tiefbohrun= gen der Ungarischen Allgemeinen Kohlenbergbau A.=G. in den Jahren 1913 und 1914 in Unter= suchung genommen. Die Lage dieser Bohrungen zeigt die beigegegebene Kartenskizze Fig 12, Seite 71.

Diese Tiefbohrungen im Zentralteil der Eozänbucht von Kisgyón erweitern unser Bild in Bezug auf die dort liegenden Absätze. Die Bohrprofile der Bohrung I. Mecsér und Bohrung II. Mecsér, die ich am Schluss dieses Kapitels veröffentliche, sind von mir noch vor dem Kriege wissenschaftlich unter= sucht worden. Die Proben von Bohrung III. sind in der Kommunzeit bei Verlegung meines wissen=

Fig. 12.

GEOLOGISCHER KARTENAUSSCHNITT DER EOZÄNEN RANDBUCHT VON GYÓN IM MASSSTAB 1: 25.000.



ZEICHENERKLÄRUNG:

L = Löss, q = Süßwasserkalk, o = Oligozänreste, e = Eozäne Formationsgruppe, ct = Mollusken-Orbitolinenkalk, c = Rudurtenkalk, mc = Tithoncrinoidenkalk, j = Juraschichten am Mellor, ul-uth = Liasdachsteinkalk mit Hornstein, R = Dachsteinkalk. ⊕ Bohrungen der M.A.K.

schaftlichen Arbeitsplatzes in der Kgl. Ung. Geol. Anstalt während meiner Abwesenheit abhanden gekommen.

Die beiden Bohrprofile haben folgende Schichten im Zentralteil der Bucht von Gyón durchfahren

Während Bohrung II. bei dem früher angeführten Steinbruch in dem bereits erwähnten Molluskenmergel angesetzt wurde, hat Bohrung Mecsér I. auch Klarheit über die darüber gelagerten Sedimente des Oligozäns geliefert. Vom Hangend zum Liegend haben wir nach den aus diesen Bohrungen gewonnenen Erfahrungen — etwas detailliertere Unterscheidungen bleiben besonderen Spezialarbeiten vorbehalten — etwa folgenden Schichtenaufbau innerhalb der Eozänbucht von Gyón. Zuoberst lagert der Löss mit durchschnittlich etwa 5—6 m Mächtigkeit. Darunter folgt das Oberoligozän. Die obere Abteilung, die dem Horizont der *Pectunculus obovatus*-Schichten entspricht, besitzt hier einen kontinentalen Charakter, weil jedwede Fossilien fehlen, hingegen kohlige Schiefer entwickelt sind, als Vertreter der oberoligozänen Flözvorkommen in ganz Ungarisch-Transdanubien. Ihre Mächtigkeit bleibt in der Eozänbucht von Gyón gering und geht hier kaum über 25 m hinaus. Darunter folgen die durch Muschelbruchstücke, besonders aber durch Foraminiferen des *Clavulina szabói*-Horizontes gekennzeichneten, rein marinen tieferen Oligozänschichten, die unter Berücksichtigung der grossen intraoligozänen Transgression¹ dem unteren Oberoligozän zuzuweisen sind. Sie bestehen in der Hauptsache aus Mergeln und Tonen, oft etwas sandiger Natur. Ihre Mächtigkeit ist schon in diesem Abschnitt am Randgebiete des Bakonygebirges ausserordentlich gross, sie übersteigt den Betrag von einem Viertelkilometer, wird aber nach Westen, im Gebiete von Szápár, wie dies an Hand von Bohrprofilen dargelegt werden soll, noch weitaus grösser.

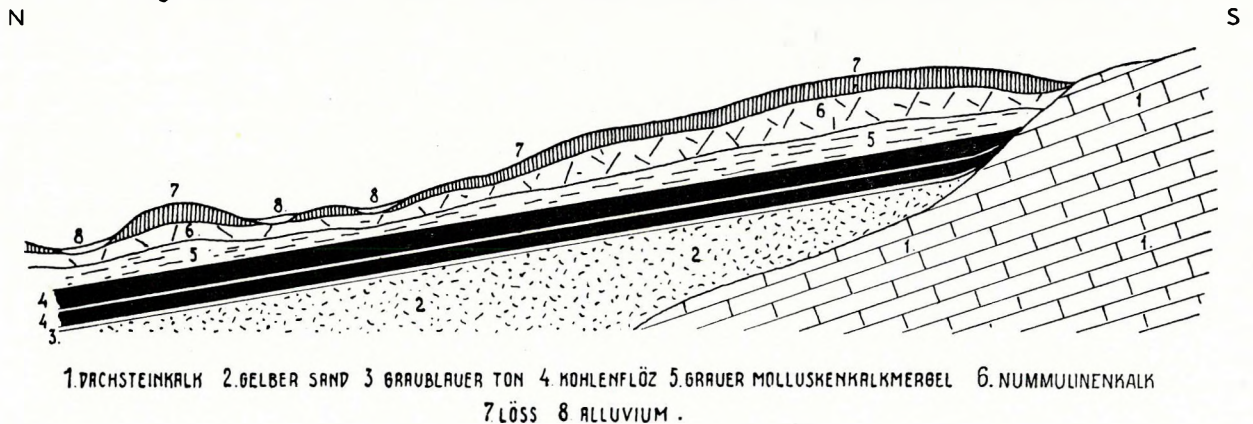
Darunter folgt nun das Eozän. Während das Oligozän nur im zentraleren Teil der Eozänbucht von Csernye entwickelt ist und sich nach den Randgebieten gegen Ost und Süd verliert, finden wir das Eozän auch in jenen Randgebieten der Bucht von Gyón, dort aber in einer verhältnismässig einfachen Schichtenfolge entwickelt, wie dies früher geschildert wurde. In unseren Tiefbohrungen ändert sich das Bild. Im Zentralteil wechseln die Eozänschichten in bunter Folge, die eine einheitliche Gliederung unmöglich macht. Im Bereiche der Eozänmulde von Tatabánya kann man noch eine solche versuchen, nach Bohrungen, wie nach den, bei Abteufungen der vielen Schächte entnommenen Gesteinsmuster, endlich auch an dem durch Versatzanlagen von verhüllenden Oberflächenschichten befreiten Gebirge, wie dies ROZLOZNIK in einer geologischen Spezialkarte über Tatabánya so verdienstvoll durchgeführt hat.² Im Bereiche der Eozänbucht von Csákerény versagt aber bereits der Versuch einer scharfen Horizontierung im Bau des Eozänkomplexes, wie dies bereits geschildert wurde, und diese für uns Geologen leider traurige Erfahrung verstärkt sich in den von eozänen Schichten ausgefüllten Senkungsfeldern des Bakony. Die bei Bohrung Mecsér I. und Bohrung Mecsér II. gewonnenen Schichtenprofile sind völlig voneinander verschieden. Es bleibt dies auf ganz natürliche Weise damit zu erklären, dass Bohrung Mecsér I. bereits am Nordrande der Eozänbucht von Gyón gelegen ist, Bohrung II. mehr dem inneren Bereich dieser eozänen Einsenkung genähert liegt, und die Absatzbedingungen in beiden Regionen nicht die gleichen waren. Nur eines muss vergleichend hervorgehoben werden. In diesen Bohrungen treten in den obersten Schichten leitend die Nummulinen auf, ob in Sand oder Mergel eingebettet bleibt nebensächlich, darunter

¹ ROZLOZNIK—SCHRÉTER—ROTH v. TELEGD: Az esztergomi vidéki szénterükt bányaföldtani viszonyai. Budapest 1922 und K. ROTH v. TELEGD: Spuren einer intraoligozänen Denudation usw. I. c.

² ROZLOZNIK: A tatabányai szénmedence bányaföldtani térképe 1924.

folgen stark molluskenführende Schichten, die durch eine tonig-kalkige oder rein kalkige Beschaffenheit charakterisiert sind. Unter ihnen liegen in dem mehr nördlichen, zum Randgebiete der Eozänbucht von Gyón gelegenen Bezirk Mergel, Sande und Tone in Süßwasserfazies. Weiter im Inneren der Senke haben wir tonige, nicht mächtige Kohlenflöze als Einlagerungen zwischen Tonsedimenten mit wechselndem Charakter, Ablagerungen die in den höheren Niederschlagshorizonten brackisch oder lakuster sind, aber, wie man es garnicht hätte erwarten sollen, nach dem Liegenden wieder marine Natur annehmen. Bodenoszillationen in der Eozänzeit, und zwar nicht nur in unserer Bucht von Gyón, sondern wie früher beschrieben, in der Eozänbucht von Csákberény und im Becken von Tatabánya, wo Brackschichten und Meeresabsätze cinander ablösen! Nur in den über dem Grundgebirge entwickelten Liegendschichten herrscht überall eine Übereinstimmung. Bunte, fette plastische Tone, denen oft Kalkkörnchen und Sand beigemischt sind, zum Ende bunte, rote fossilieere Tone, damit hat die Sedimentation zur Eozänzeit begonnen. Diese unteren Schichten sind in der Bucht von Gyón nicht besonders mächtig, dürfen aber als reine Kontinentalablagerungen nicht unterschätzt werden. Dem Alter nach gehören sie in Ungarisch-Transdanubien dem Untereozän an, wobei nicht in Abrede gestellt werden soll, dass es in einzelnen Regionalgebieten dieses weiten Berglandes auch noch im tieferen Mitteleozän zu Kontinentalbildungen gekommen ist.

Fig. 13. DAS GEGEN DAS GRUNDGEBIRGE AUSGEHENDE EOZÄN AM „TIVADAR-TÁRO“.



Nachdem die Bohrungen Mecsér I. wie II. und III. keine bauwürdigen Kohlen dem Bergmann beschert hatten, war mit diesen Schürfungen klargestellt, das höchstens noch an den Gebirgsrändern im Süden der Eozänbucht von Gyón mehr lokale bauwürdige Kohlen erschlossen werden könnten, also nur ein Kleinbergbau möglich blieb, weshalb diese Bucht aus dem Interessenkreis der grössten ungarischen Kohlenbergbaugesellschaft ausgeschaltet wurde. Kleinunternehmungen nahmen indessen an diesen Gebirgsrändern die Schürfungen wieder auf und erschlossen dort entwickelte lokale Kohlenvorkommen, die sich als bauwürdig erwiesen.

Um ein geologisches Übersichtsbild von dieser randlichen Kohlenentwicklung des Eozän zu geben, lasse ich ein Profil folgen, das auf markscheiderischer Grundlage entworfen wurde und welches

Fig. 13 in Skizze wiedergibt. Wir sind hier im Bereiche des Tivadar=táró (Theodor Stollens), und können profilmäßig die gegen das Grundgebirge, den Dachsteinkalk aufsteigenden, und hier randlich auskeilenden Eozänschichten verfolgen. Als tiefstes Glied setzen sich an die Trias gelbe sandige Süßwasserschichten von einer dünnen blauen Tonschicht überlagert. Darüber folgen zwei durch eine schmale Tonbank geschiedene eozäne Flöze, überlagert von grauem Molluskenmergel, über den rein mariner Nummulitenkalk folgt. Darüber lagern Löss und alluviale Schlickbildungen. (Der Orthophragminenkalk, der im Gebiete des Theodorstollens in anderen Abschnitten als oberstes Hangend entwickelt ist, fehlt in diesem Profil.)

Da dieser Teil des Werkes über die regionale Geologie des Bakonygebirges rein geologisch gehalten bleibt, verzichtet der Verfasser, trotz reichen Materials, auf Einzelheiten über den Kleinbergbau auf Kohlen im Bereiche der Eozänbucht von Gyón.

Haben so die Eozänschichten wie die Oligozänbildungen, die in der Bucht von Gyón entwickelt sind, eine entsprechende Würdigung erfahren, so sei zum Abschluss auch über die jüngsten Ablagerungen kurz berichtet.

Von jüngeren, jungtertiären Schichten finden sich nur inselartige Reste am Westflügel der Eozänbucht von Gyón, wo sie als Flecken aus der alles verhüllenden Lössdecke hervortreten und dem untertage entwickelten Grundgebirge unmittelbar aufliegen. So findet sich auf dem Wege von Királyszállás nach Csernye am Hange des Hochplateaus von Tés, in der Nachbarschaft des Rékoshegy ein grauer Ton, der wahrscheinlich dem oligozänen Horizont der *Clavulina szabói*-Schichten angehört. Bergabwärts, auch südlich vom Rékoshegy finden sich Quarzitschotterreste, die den mediterranen Schuttströmen angehört haben, welche sich ehemals über das Bakonygebirge ergossen.

Als jüngste Bildung, der Löss braucht nicht erwähnt zu werden, finden sich in der Eozänbucht von Kisgyón Süßwasserkalke, die in einer Scholle im sogenannten Stinktale des Waldgebietes südlich Templom auftreten, und welchen der Verfasser ein levantinisches Alter zuschreibt.

Erdgeschichtlich als jungpleistozän, ja selbst als altholozän sind jene Kalksinterbildungen zu betrachten, die sich um die Farkasquelle in der Puszta Kisgyón legen.

Am Ende dieses Kapitels mögen noch die Bohrprofile Mecsér I. und II. folgen, die von dem Verfasser nach streng wissenschaftlicher Untersuchung der erbohrten Gesteine zusammengestellt wurden.

BOHRPROFIL DER BOHRUNG MECSÉR I.

Von	Bis	Durchteufte Schichten	Mächtigkeit	Alter
0'00	2'40	Lösslehm	2'40	Pleistozän
2'40	7'50	Gelb- und graugestreifter Löss	4'00	
7'50	12'00	Dunkelbraungrauer Sand mit dünnen Muschelfragmenten	8'70	
12'00	13'60	Brauner, mergeliger Kohlenschiefer, Szápárer Flözhorizont	1'60	Süßwasserfazies Oberoligozän
13'60	17'60	Glimmerhaltiger, dunkelgrauer, feiner tonigkalkiger Sand .	4'00	
17'60	20'30	Hellgrauer, fossilieerer Mergel	2'70	
20'30	36'00	Lichtgrauer Tegel ohne Fossilien	15'70	

Von	Bis	Durchteufte Schichten	Mächtigkeit	Alter
36'00	57'00	Lichtgrauer Tegel mit Muschelfragmenten und seltenen Foraminiferen	21'00	Marine Fazies (<i>Clavulina szabói</i> -Schichten) Oberoligozän
57'00	61'70	Lichtgrauer, toniger Sand mit Muschelfragmenten . . .	4'70	
61'70	64'10	Feste Sandsteinbank	2'40	
64'10	67'00	Grauer, grober Sand	2'90	
67'00	84'40	Grauer und grau-grüner, sandiger Tegel	24'40	
84'40	101'30	Lichtgrauer Tegel mit selt. Foraminiferen	16'90	
101'30	102'20	Graue Kalkbank mit Foraminiferen	0'90	
102'20	108'00	Lichtgrauer, fossilreicher Ton	5'80	
108'00	112'00	Grauer Mergel	4'00	
112'00	124'00	Grauer sandiger fossilreicher Mergel	12'00	
124'00	130'30	Grauer, quarzreicher Sandmergel	6'30	
130'30	133'80	Lichtgrauer sandiger Tegel	3'50	
133'80	135'00	Lichtbrauner Mergel	1'20	
135'00	150'30	Grauer, sandiger heller Ton	15'30	
150'30	162'70	Grau-grüner sandiger Mergel	12'40	
162'70	166'90	Grauer, sandiger lichter Ton	4'20	
166'90	173'40	Grauer, fossilreicher, sandiger Mergel	6'50	
173'40	180'30	Grau-grüner, sandiger, weicher Mergel	6'90	
180'30	229'50	Bräunlichgrauer weicher Mergel mit zahlreichen Foraminiferen	49'20	
229'50	245'70	Grauer Mergel mit zahlreichen Foraminiferen des <i>Clavulina szabói</i> -Horizontes	16'20	
245'70	271'00	Bräunlichgrauer, weicher Tonmergel mit Foraminiferen .	25'30	Mittel-Eozän
271'00	273'40	Foraminiferen-führender sandiger Tegel	2'40	
273'40	278'80	Grauer Nummulinensand	5'40	
278'80	281'30	Muschelbank mit <i>Paraplocynia gregaria</i> u. <i>Melanatria auricul.</i>	2'50	
281'30	283'50	Dunkelgrauer, glimmerhaltiger, sandiger Mergel	2'20	
283'50	286'60	Grauer, weicher, sandiger Mergel mit Kohlenkörnern .	3'10	
286'60	290'00	Grauer, toniger, sandiger Mergel mit Kohlespuren . .	3'40	
290'00	292'80	Feiner grauer, mergeliger Sand mit Kohlespuren . . .	2'80	
292'80	294'00	Graubrauner Ton	1'20	
294'00	296'20	Graubrauner, sandiger Mergel	2'20	
296'20	297'90	Dunkelgrauer, feiner sandiger Mergel	1'70	Unter-Eozän
297'90	299'30	Hellgrauer, toniger Sand mit Kohlespuren	1'40	
299'30	302'45	Roter, fetter Ton	3'15	
302'45	303'65	Gelbbrauner, plastischer Ton	1'20	
303'65	304'60	Roter, plastischer, fetter, fossilreicher Ton	—'95	
304'60	326'00	Bunte, rote fossilreichere Tone	21'40	Kreide
326'00	350'80	Turrilitenmergel	24'80	

BOHRPROFIL DER BOHRUNG MECSÉR II.

Von	Bis	Durchteufte Schichten	Mächtigkeit	Alter
0'00	4'70	Lockerer, Nummulinen- und Mollusken-führender Mergel	4'70	M i t t e l - E o z ä n
4'70	6'80	Hellgelber, fester Kalkmergel mit Cerithien und Muscheln	2'10	
6'80	7'90	Graue muschelführende Kalkbank	1'10	
7'90	10'50	Grauer, sandiger Muschelmergel	2'60	
10'50	15'00	Grauer Muschelsand	4'50	
15'00	16'10	Schlechte Braunkohle	1'10	
16'10	20'50	Kohliger Liegendtegel	4'40	
20'50	28'20	Graublauer, fetter Tegel, fossilieer	7'70	
28'20	38'70	Kohliger Muschelton mit <i>Cytherea</i>	10'50	
38'70	53'30	Lichtgrauer Ton	14'60	
53'30	56'60	Hellgelber Tegel	3'30	
56'60	60'20	Blaugrauer Tegel	3'60	
60'20	61'30	Brauner Kohlenschiefer	1'10	
61'30	66'80	Lichtgrauer Tegel	6'50	
66'80	74'20	Lichtgraugrüner Tegel	7'40	
74'20	78'40	Kohliger Tegel	4'20	
78'40	81'90	Dunkelgrauer, sandiger Tegel	3'50	
81'90	85'50	Kohliger Muschelsand mit Nummulinen	3'60	
85'50	86'30	Braunkohle	0'80	
86'30	88'60	Kohliger Liegendtegel	2'30	
88'60	90'40	Muscheliger Sand mit Kohlenkörnchen	1'80	
90'40	92'70	Hellgrauer, glaukonit. Tonmergel	2'30	
92'70	97'80	Weisslicher Foraminiferen-führender Mergel, Glaukonit-körner	5'10	
97'80	100'40	Brauner, fetter Ton, Glaukonitkörner	2'60	
100'40	103'80	Lichter, graugrüner, fetter Ton mit Foraminiferen	3'40	
103'80	108'50	Braungelber, fetter Ton	4'70	
108'50	117'30	Weisslicher Ton mit Kalkkörnern und Foraminiferen	8'80	
117'30	122'30	Schwachsandiger grauer Ton	5'00	
122'30	126'70	Gelber, feinsandiger Ton	4'40	
126'70	131'50	Rudistenkalk	4'80	Kreide

DER NORDABBRUCH DES ÖSTLICHEN BAKONY UND SEIN VORLAND.

Der Rand des Bakonygebirges wird in seinem östlichen Abschnitt von dem Gajabach begrenzt, der hier morphologisch den Bakony von seinem nördlichen Vorland scheidet. Aber auch tektonisch bildet er eine Trennungslinie, folgt doch der Lauf der Gaja in diesem Gebiete einem Ost—West streichenden Sprung. Parallel mit dieser Ruptur läuft eine Verwerfung die von Bodajk her gegen Westen geht und im Landschaftsbilde durch die Dolomitabbrüche des Bitterberges, des Bodajkihegy, des Horstes von Varjuvár, wie des Dirndlberges oberhalb Balinka gekennzeichnet bleibt. Nach den Bohrungen im Bereiche der Eozänbucht von Gyón, kann der Bruch, wenn auch nicht mehr oberflächlich, so doch in der Tiefe weiter verfolgt werden, wo er südwärts Puszta Nagygyón, am Nordabfall des Rékoshegy zwischen den Bohrpunkten Mecsér II. und III. bis zu dem bei Csernye nach Südwesten umschwenkenden Gajatal läuft. Zwischen diesen beiden hervorgehobenen tektonischen Linien ist dieses Randgebiet des Bakonygebirges stufenartig eingebrochen und jenseits der Gaja muss das noch diesseits entwickelte mesozoische Gebirge in grossen Tiefen ruhen. Löss bedeckt hier allenthalben den Nordrand des Bakony und nur unmittelbar westlich Balinka, am Südrand des Gajatales, also diesseits des Sprunges finden sich von der Lössdecke entblösste graue, dünne, plattige Sandsteinlagen mit mürben sandigen Zwischenschichten, die dem obersten Oligozän dem Alter nach angehören. Sie lagern ziemlich horizontal und zeigen an einzelnen Stellen ein schwaches Einfallen gegen Osten.¹ Wir gehen wohl nicht fehl in der Annahme, dass zur Zeit der grossen Gebirgsbewegung, die im Untermediterran das transdanubische Land erfasste, hier eine heute von einförmigen Lössmassen erfüllte, vor den eigentlichen Bakonyhöhen gelegene Bruchstufe geschaffen wurde, welche die älteren Bildungen, also Eozän, Kreide usw. in etwas grössere Tiefen verlegt hat. So gestaltet sich in den Hauptzügen das geologische Bild des Nordabbruches des östlichen Bakonygebirges zwischen Bodajk und Csernye.

Vor diesem geschilderten Randgebiet breitet sich ein welliges Vorland aus, das hügelige Vorland von Veleg und Súr. Es zieht von der Linie Csernye—Súr nach Osten über Veleg bis zum Mórer Graben und reicht nach Süden als welliges Hügelland bis zur Gaja. Übertage ist es besonders in seinem westlichen Teil auf weite Strecken von einer Lössdecke überzogen, aus der nur die pontisch-pannonischen Schichten auf grösseren Flächen hervortreten, während ältere Bildungen ganz vereinzelt und nur auf kurzen, schmalen Streifen entlang von Brüchen zur Oberfläche gelangen.

Von diesen, das hügelige Vorland aufbauenden tieferen Schichten bildet das älteste Glied, das hier übertage festgestellt werden konnte, ein dem tieferen Oligozän angehörender Schichtenkomplex. Dieser wird von einem bei der Trojakmühle östlich Csernye in die Gaja einmündenden Seitentale angeschnitten, und zwar südwestlich des Sikátorhegy, bei der Kote 213, und am Ausgange dieses Tälchens bei der Trojakmühle selbst. Hier lagert in den bei dieser Mühle gelegenen kleinen Steinbrüchen zuunterst ein sandreicher, mehr oder weniger harter Mergel mit sehr seltenen Abdrücken von eingeschwemmten Blattfragmenten, auf dem nach oben sandige Tone folgen. G. PRINZ 1. c. entdeckte

¹ Str. N 15°O F 12°O.

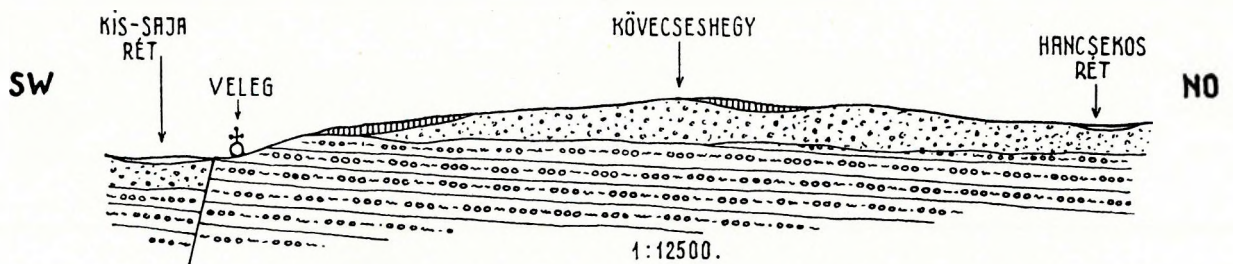
in diesen Schichten eine *Aturia* sp., die wohl nicht genauer bestimmt werden konnte. Weiterhin sollen in diesen Schichten auch Fischabdrücke auftreten. Nach einer mündlichen freundlichen Mitteilung von E. VADASZ finden sich in diesen Schichten Lamniden-artige Zähne. Nordwestwärts, bei Kote 213, am Südwestrande des Sikátorhegy finden sich hellgraue Tone, die mit den sandigen Tönen bei der Trojakmühle gut übereinstimmen. Hier fand der Verfasser eine Ambulacraltafel eines Echiniden, und leider nur schlecht erhaltene Fragmente von Gasteropoden- und Zweischalerresten. Diese Schichten streichen bei der Trojakmühle fast genau Nord—Süd und fallen ziemlich mässig nach Osten ein.¹

Da die hier geschilderten Oligozänschichten weder mit dem Oberoligozän mit seinen Sanden, Konglomeraten und lockeren Sandsteinen, wie Süsswassertonen und Braunkohlenbildungen, aber ebensowenig mit den südwestlich entwickelten marinen Bildungen des *Clavulina szabói*-Horizontes sich recht in Übereinstimmung bringen lassen, sie aber sehr an die unteroligozänen Schichten von Piszke wie an den Ofner Mergel erinnern, so führe ich sie in die Literatur als Mergelsandstein von Csernye ein, und weise diese Schichten dem untersten Oligozän, der Stufe des Priabonien zu. Die intraoligozäne Denudation entfällt damit in die ligurische Stufe.

Sind in unserem Hügelland die *Clavulina szabói*-Schichten auch nicht oberflächlich aufgeschlossen, so müssen wir sie doch nach der Tiefe hin vermuten. Übertage tritt aber das obere Oligozän im Veleger Hügelland, wenn auch nur auf kurzer Strecke in Erscheinung, und zwar im Tale der Kis-Gajarét, nordwestlich von Balinka. Eine grosse Nordwest-Südost gerichtete Transversalverwerfung hat hier den südwestlichen Teil unseres Gebietes etwas abgesenkt, sodass an der nordöstlichen Bruchstufe diese älteren Bildungen bei der Ortschaft Veleg, am Fusse des Kövecseshegy zur Oberfläche streichen. Es sind hier gelbliche Sande, die teilweise zu lockeren Sandstein verfestigt sind, mit Kleinkonglomeraten in Wechsellagerung. Nach der Tiefe zu gehen diese lockeren Sandsteinbildungen in härtere feste Sandsteine über, wie dies mehrere kleine Aufschlüsse am Südwestrand des Kövecseshegy andeuten.

Als nächstes Glied im Schichtenaufbau dieses Hügellandes folgt die pontisch-pannonische Schichtserie, die in diesem Gebiete besonders im Osten auch oberflächlich eine weite Verbreitung hat.

Fig. 14.



SCHNITT DURCH DEN KÖVECSESHEGY BEI VELEG.

ANSCHWEMMUNGEN DER TALGEBIETE
 LÖSS
 PONTISCHE SANDSTEINE, KONGLOMERATE, GERÖLLE, SAND U. TONE
 OBEROLIGOZÄNER SANDSTEIN, SANDE U. KLEINKONGLOMERAT.

¹ Str. N 10°O F 20°O.

Dass diese Bildungen ein pannonisches Alter haben, geht einerseits aus ihrer Beschaffenheit, anderseits aus ihrer Lagerung hervor. Denn diese Schichten werden, wie man dies im Hügelland oberhalb der Kis-Gajarét bei Veleg beobachten kann, vom Oberoligozän unterteuft und von schwachen Lössschichten überdeckt, wie dies das durch den Kövecseshegy bei Veleg gezogene Profil Fig. 14, Seite 78 vor Augen führt. Oberflächlich sind diese pontischen Bildungen als ein Gemisch von Sand und Quarzschotter anzusprechen. Es sind pontische Sande, gröbere Konglomerate, untermischt mit Geröllen. Sie bleiben charakteristisch in ihrer Entwicklung an der Erdoberfläche für das Gebiet des Törösi erdő, wo sie meist die Kuppen der einzelnen pontischen Hügel krönen. Sie konnten, dank ihrer Festigkeit den Angriffen des Windes stärkeren Widerstand leisten, und die damit unter ihnen entwickelten, leichteren pontischen Sandmassen mit ihrer Decke schützen.

Hand in Hand mit diesen Sedimenten müssen wir im Gebiete des Törösi erdő eines öfters gut aufgeschlossenen lockeren Sandsteines gedenken, der zwischen den Höhenkoten 228 und 225 mit dünnplattigen lockeren Schichten zu Tage geht. Ergänzt wird dieses Bild durch Aufschlüsse in den pontischen Schichten am Remetehegy, westwärts von Mór. Hier sind die vorher erwähnten gröberen Konglomeratbänke von Kleinkonglomerat abgelöst, darunter eine Sandsteinbank und weiter feinere mit kieseligen Sand eng verkittete Kiesbänke. Solche Schichten sind hier oft halbmeter stark. Hangabwärts gegen Südosten, also nach dem Liegenden hin wurde am Remetehegy ein fester, schwach glimmerhaltiger Ton erschlossen, sodass wir im Westgebiet unseres Hügellandes, übertage als höhere pontische Schichten anstehend im Aufbau erkennen können eine Folge von Ton, Kleinkonglomerat, Sandstein und Kleinkonglomerat vom Liegenden zum Hangenden. Nur gute Aufschlüsse geben uns über den geologischen Aufbau dieser höheren Sedimente des Ponticums Kunde. Die Verwitterung bildet diese aufbauenden Elemente um. Das Kleinkonglomerat wird dann zu mit Sand vermischtem Kleinschotter, der oberflächliche Sandstein bleibt dort ein hellgrauer schwachglimmeriger Sand, in den er zerfallen ist. So ausgebildet können wir die pontisch-pannonische Formation auf der Oberfläche unsers Hügellandes von Mór über Veleg gegen Súr verfolgen. Charakteristisch bleibt, dass jenes aus diesen Schichten stammende Schottermaterial, soweit sich nicht mit ihnen aufgearbeitete Mediterrangerölle mischen, aus umgelagerten, oberoligozänen und dann verhältnismässig nicht grossen, recht gerundeten Quarziten besteht. Der pontische Sand, wie wir ihn oberflächlich im Bereiche unseres Hügellandes antreffen, bleibt aber nicht nur ein Verwitterungsprodukt des lockeren pontischen Sandsteines, sondern es sind auch ungebundene Sande, echte Glimmersande der pannonischen Zeit, wie sie am Fleischhackerberg¹ und oberhalb von Veleg zutage steigen.

Das ist das Bild des hügeligen Vorlandes von Veleg und Súr in seinem oberflächlichen Aufbau soweit es das Pannonicum betrifft. Wir kennen aber auch den inneren und tieferen Aufbau dieser pontischen Schichtenserie nicht etwa nur von den Aufschlüssen in diesem hügeligen Vorland des Bakony, sondern auch von Tiefbohrungen, wie solche einerseits östlich von unserem Hügellande und zwar gleich südwärts von Mór durchgeführt wurden, anderseits aus Schürfungen auf pontische Kohle bei Súr. Nach solchen Sondierungen im östlichen Vorland bei Mór besteht das pontische Gebirge aus gelben, glimmerhaltigen Sanden mit Geröllagen, weiter aus umgearbeiteten mediterranen Schottern mit darin enthaltenen verkieselten Magnoliaceenstämmen sowie Konglomeratbänken. Mehr nach der Tiefe aber haben wir mit den anderen Schichten oft in Wechsellagerung graugelbe Tone, Sande und Kleinkonglomerate, die auch

¹ Dieser Name fehlt auf der neuen Karte.

mehr oder weniger stark glimmerhaltige Sandsteinparticlen einschliessen. Bei Súr, also im westlichen Teile unseres Hügellandes stehen in der Nachbarschaft der Súr Mühle diese pontischen Schichten an, überdeckt von einer kaum 0·9 m starken Humusschicht. Man hat dieses Gebiet durch zwei Bohrungen sondiert, die beide nordöstlich der Súr Mühle gelegen sind und hier unseren Einblick in den Aufbau der pontischen Absätze erweitern. In den obersten Schichten finden sich graue und grüngraue Sande, darunter graugrüne Tone mit ganz lokalen Lignitschnuren und Sandsteinbildungen. Diese Schichten werden nach Süden gegen Csernye, von einer immer stärker werdenden Lössschicht bedeckt, die schon 600 m südwärts der Mühle 8 m stark wird, worauf wieder eine ganz ähnliche Schichtenfolge: tonige Sande oder sandige Tone, feinkörnige Sandsteinbänke und Sand mit Lignitschnuren von einem Höchstbetrage von 35 cm, bis zu einer Tiefe von 52 m erschlossen wurden. In dieser Ausbildung ziehen die pontischen Schichten von Súr gegen Westen nach Csátka, wo sie südöstlich des Kis Bükk auf grösseren Flächen aus der Lössdecke zutage treten.

Als jüngstes Glied im Aufbau des Hügellandes von Veleg und Súr folgt dann der Löss, der als mehr oder minder dünne Decke, gegen O. vielfach unterbrochen, die pontischen Bildungen freilässt.

Aber auch eine zweite postpontische Bewegung können wir hier feststellen, so wie sie schon im östlichen pontisch-sarmatischen Vorland des Vértesgebirges vom Verfasser seinerzeit betont wurde. Denn auch die pontischen Schichten lagern in unserem Hügelland keineswegs immer horizontal, sondern weisen vielfach Schichtneigungen auf. Bei der verhältnismässig grossen Plastizität dieser Massen zur spätlevantinischen Zeit bleibt es wohl möglich, dass diese pannonischen Schichten leichte Auf- und Einwölbungen infolge damals neuerlich einsetzender tektonischer Bewegung des älteren Untergrundes erlitten haben, denen sie unbedingt folgen mussten. Echte postpannonische Brüche im Veleg—Súr Hügelland zeigt das Tal der Kis-Gaja, das einer Transversalverwerfung folgt, was schon früher erwähnt wurde. In gleicher Richtung laufen zahlreiche weitere Brüche im Gebiete des Vorlandes, die wir leider in der Landschaft infolge der Lössbedeckung nicht mehr scharf ausnehmen können. Denn die einzelnen Hügelkämme zeigen auffallend in gleicher Richtung Nordwest—Südost gestellte Längsachsen, die auf solche Brüche hinweisen. Verstärkt wird dieser Charakterzug des Hügellandes von Veleg durch die Arbeit des Windes, der im Pleistozän von Nordwest und Nordnordwest wehend, die in der Richtung Nordwest—Südost angeordneten langgestreckten Hügelketten noch weiter herauskämmte.

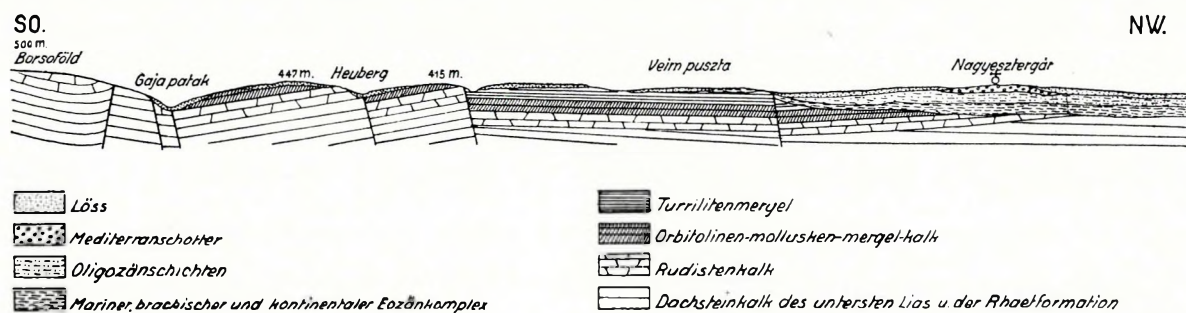
DAS HOCHPLATEAU VON TÉS.

Westwärts des Mellármassivs steigt der Bakony allmählich zu einem grossen weiten Hochplateau an, in dessen Zentrum die Ortschaft Tés und die Pusztasiedlung von Csősz gelegen sind. Dieses grosse Hochplateau von Tés, das im Osten ohne tektonische Trennung zum Massiv des Mellár hinüberleitet, wird nach Norden, Westen und Süden durch grosse Brüche aus dem Bakonygebirge herausgeschnitten, während morphologisch die Talschlucht des Burokárók und das Borbélyvölgy das Téser Plateau nach Osten gegen die Dolomitmasse des Sárerek begrenzen. Im Norden, zwischen Jásd und Bodajk folgt der Lauf der Gaja diesem grossen nördlichen Randbruch des östlichen Bakonygebirges mit nordost—südwestlichem Streichen bis südwärts Jásd. Er scheidet das Hochplateau von Tés gegen

Nordwesten von dem ihm dort vorgelagerten grossen Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár mit seinen Braunkohlenfeldern. Erscheint der Gajasprung von Jásd südwestwärts immer mehr verwischt, so setzt bei Pere nun ein neuer gewaltiger Bruch ein, der sich scharf mit dem Südwest- und Südabbruch des Hochplateaus von Tés aus dem Landschaftsbilde heraushebt. Es ist der Bruch von Pere—Palota, der von Felsőpere in nordwest—südöstlicher Richtung unterhalb des Csengőhegy und am Südfusse des Öreg Futóné, wie unterhalb des Móroctető in leichtem Bogen in die West—Ostrichtung umschwenkend, am Nordrand des Schiessplatzes von Hajmáskér, unterhalb der Höhen des Sötéthorog und des Bérhegy bis zum Gebirgsabbruch oberhalb Várpalota streicht. Von da in die Südwest—Nordostrichtung umschwenkend, läuft er bis zum Südrand der Hochfläche von Isztimér bei Dorf Kúti. Diese Verwerfungen, die das bruchstufenartig herausgehobene Hochplateau von Tés nach drei Seiten begrenzen, sind in dem morphologischen Bild, das sie diesem Abschnitt des Bakonyer Berglandes verleihen, nicht ganz gleichmässig. Der grosse Sprung von Pere—Palota ist prähelvetisch und setzt erst zur Zeit der ersten Mediterranstufe ein, wobei entlang dieser Linie das ehemals im Süden und Südwesten entwickelte Berghochland in die Tiefe sank, während das Hochplateau von Tés horstartig stehen blieb. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die entlang dieser tektonischen Linie einsetzende Gebirgsbewegung im westlichen Teil länger anhielt als im östlichen, bleiben doch in diesem westlichen Abschnitt die Bruchmarken bedeutend jünger. Hier erscheinen die über dem grossen Sprung aufragenden Berglehnen ziemlich geschlossen und durch Erosion noch nicht in mannigfache Kleinformen gegliedert, ja aus der aufsteigenden Schollenbruchseite kann man noch einigermaßen die Höhe der Verwerfung bestimmen. Wir haben also hier ein tektonisches Bild, das an die Elemente eines Schollengebirges in seinem Jugendstadium gemahnt. Mit solchem Berglandscharakter läuft der Sprung von Pere—Várpalota bis zum Ostabbruch des Bérhegy oberhalb des Schiessplatzes von Hajmáskér, dem Bántóvölgy, wo eine Querverwerfung unseren Längsbruch von Pere—Várpalota trifft. Dieser Transversalsprung streicht in nordwest—südöstlicher Richtung vom Kalistó her, und an ihm erscheint das Dolomitbergland oberhalb Várpalota etwas abgesenkt. Von hier an nimmt längs unseres grossen longitudinalen Randbruches, die über ihm aufsteigende Schollenbruchseite einen anderen Charakter an. Die hier nach Südosten gerichteten Bergflanken weisen bereits eine stärkere Zerschneidung auf, und an den sehr sanft abfallenden Hängen, welche hier das grosse Hochplateau von Tés gegen Südosten und die Dolomitmasse des Sárberék gegen Süden begrenzen, entwickeln sich in dem Hauptdolomit eingeschnittene Quertäler, die heute den Charakter von Fiumaren aufzeigen. In solcher Ausbildung kann man den Südostrand des Téser Plateaus wie den Südrand des Sárberék als reif zerschnitten bezeichnen, besser als mittlereif gegenüber einem Jugend- und Altersstadium. Ähnlich bleibt der Charakter des Gajabruches, der das Téser Hochplateau im Norden begrenzt und zwar entlang dem Gajalauf von Bodajk bis Jásd, nur mit dem Unterschiede, dass gegen Jásd hin dieser Bruchverlauf im Landschaftsbilde immer mehr und mehr verwischt erscheint. Sehr allmählig senkt sich das Hochplateau von Tés unter die vorgelagerten jungen Aufschüttungen. Doch überall zeigen die oberhalb der Gajasprunglinie zum Téser Plateau aufstrebenden Hügelabfälle alte Bruchnarben wie die Harnische im Orbitolinen-Molluskenkalk am Nordrand des Zsidóhegy von Bakonynána. In diesem ganzen Abschnitt kann man das Bruchstadium als reif bezeichnen, und den Beginn der tektonischen Kräfteentfaltung mit seinem ersten Stadium an das Ende der Kreidezeit bis hinein in das Untereozän verlegen. Dass in diesem Abschnitt des Gajabruches auch

noch nach der helvetischen Mediterranepoche die Gebirgsbewegung neuerlich auflebte, geht auch aus dem Umstande hervor, dass die im Gebiete des Tésér Plateaus auf den Berghängen übertage entwickelten Kreide- und Triasgesteine, nordwärts und jenseits dieser grossen tektonischen Linie in grossen Tiefen liegen und im oligozänen Bergbaufelde von Szápár nicht einmal in einer Tiefe von über 400 m angefahren werden konnten. Und immer mehr verebben gegen Westen die Marken dieses grossen Sprunges, zu dem wir noch einmal zurückkehren. Bei Jásd ist die Verwerfung vielleicht noch dadurch markiert, dass der Turrilitenmergel der Kreide hier am Nordrand des Gajatales schon in recht mässiger Höhe lagert, während er im Süden, diesseits des Tales, gegen das Tésér Plateau als inselartiger, von der Denudation noch verschonter Rest ziemlich hoch oben auf dem hier anstehenden Orbitolinen-Molluskenmergelkalk auflagert, womit seine Absenkung jenseits der Gajabruchlinie ganz offensichtlich in Erscheinung tritt. Von Jásd nach Bakonyáná kann man unseren grossen Sprung nicht mehr klar im Landschaftsbilde verfolgen. Sicher bleibt nur, dass er in ein ganzes Bruchnetz ausgeht, das sich von Bakonyáná gegen Felsőpere in südsüdwestlicher Richtung entwickelt (vergl. die tektonische Karte). Denn das hochgelegene, zum Tésér Plateau gehörige Borsófüld zeigt hier über Felsőpere das ältere Grundgebirge, den Dachsteinkalk und Liasdachsteinkalk, gekrönt von dem Rudistenkalk mit nach NO—SW gerichtetem Streichen und nordöstlichen Einfallen, während entlang von Brüchen die Absenkungsscholle des Csigahegy (Heuberg) bei Veim in Form des Rudistenkalkes der Kreide hervortritt. Diese Kalke zeigen ein nicht unähnliches, jedoch mehr der Nord—Südrichtung angepasstes Streichen. Sie werden überlagert von Orbitolinen—Molluskenkalk und Turrilitenmergel, die nach Osten bis zur Bruchlinie unter die Trias-Jura-Unterkreideschichten des Borsófüld einfallen. Ein von Esztergár über Veim-puszta und über den Csigahegy bis zum Borsófüld des Tésér Plateaus gezogenes Querprofil mag den Aufbau dieses randlichen Abschnittes des Hochplateaus von Tés bildlich noch näher durch Fig. 15 erläutern.

Fig. 15. PROFIL DURCH DEN NORDWESTRAND DES TÉSÉR PLATEAUS UND SEIN NORDWESTLICHES VORLAND.



Tatsache bleibt weiter, dass sich ostwärts von Jásd bei der Kallóc-Mühle von dem grossen Gajabruch eine zweite Ost—West streichende Bruchlinie, der alte Sprung von Jásd—Esztergár abzweigt, und hier am Fusse des Hochplateaus von Tés eine Bruchstufe schafft, die entlang dieser Linie über dem Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár aufsteigt. Dieses im Gegensatz zu den alttertiären Beckenabsätzen stehende Kreidegrundgebirge zieht von Jásd nach Westen, meist in Form von Inseln, gebildet aus Turrilitenmergel, die aus der Lössdecke allenthalben hervortreten, so bei Jásd selbst, weiter im Kányáswald, östlich Bakonyáná, wie auch westlich über Veim-puszta bis gegen Esztergár. Diese Bruchlinie verläuft bei Dorf Bakonyáná ganz in der Nachbarschaft des von dort über Veim-

puszta nach Esztergár führenden Feldweges, eine Bruchlinie, die in iaramischer Zeit die Bruchstufe von Jásd—Nána—Esztergár am Rande des Alttertiärbeckens von Dudar—Nána—Szápár geschaffen hat. Die Tiefbohrungen bei Jásd und Bakonyáná haben diese Auffassung bestätigt.

Betrachten wir nun den inneren Aufbau des Hochplateaus von Tés. Das älteste Glied, das die Plateaumasse zusammensetzt, bildet der norische Hauptdolomit, der ihren ganzen Südteil vom grossen Randbruch Pere—Palota bis fast zum Nordabbruch dieses Gebirgsstückes aufbaut. Seine Schichten lagern in dieser ganzen Zone mit einem Streichen, das meist zwischen der Ost—Westrichtung und einer auch Osnordost—West südwest gerichteten Linie schwankt. Das Einfallen bewegt sich durchschnittlich um 25° , das sich aber an einzelnen Stellen, wie im Osten an den Dolomithängen von Várpalota, verstärken kann.¹

Auf diesem Hauptdolomit ruht der rhätische Dachsteinkalk in vollkommen konkordanter Schichtenlagerung, wobei mitunter auf unserem Hochplateau auch die Kössener Schichten mit ihnen gemeinsam zu beobachten sind, wie am Rande des Vágóhegy südlich Királyszállás. Der Dachsteinkalk baut oberflächlich den nördlichen Abschnitt des Hochplateaus von Tés auf, etwa entlang einer Linie, die von Királyszállás über Puszta Csösz gegen Alsópere läuft, die man aber auf dem Hochplateau nicht klar verfolgen kann. Sie ist besonders in ihrem mittleren Abschnitt von einer, wenn auch nicht sehr starken Lössdecke verhüllt, die den Téser und Csöszer Siedelungen für ihren Ackerbau gute Anbauflächen beschert. Die Schichten dieser Dachsteinkalkgruppe zeigen in ihrem engen konkordanten Verbande mit dem Hauptdolomit ein analoges Streichen und Einfallen. Das Streichen entspricht im

¹ Einzelheiten über die auf der tektonischen Kartenbeilage eingetragene Lagerung der Schichten des Hauptdolomites mögen in dieser Fussnote folgen. An dem in der Nachbarschaft des Borbélyvölgy von Várpalota nach Tés führenden Weg lagern die Dolomitbänke bei Kote 266 Str. N 75°O F 30°N , weiter bergaufwärts Str. N 65°O F 24°N und darüber, unweit Kote 349 Str. N 75°O F 24°N . Westwärts auf einem zweiten Wege, der von Várpalota zum Hochplateau von Tés hinaufführt, lagert der Hauptdolomit zwischen den Höhepunkten 208 und 345 Str. N 70°O F 20°N , weiter aufwärts Str. N 60°O F 28°N und darüber Str. N 70°O F 20°N , weiter hinauf Str. N 75°O F 22°N , und unweit Kote 345 Str. N 70°O F 24°N . An den Dolomithängen westlich dieser Kote lagert das Gestein Str. N 80°O F 26°N und Str. N 80°O F 28°N . Auf einem weiteren Wege in nordwestlicher Richtung, der von Várpalota über die Höhepunkte 250 und 389 zum Várberek, am Südrande des Téser Plateaus führt, lagert der Hauptdolomit unterhalb Kote 250 Str. N 75°O F 20°N , darüber N 80°O F 25°N und N 80°O F 20°N , endlich am Osthang des Vaskapu-völgy oberhalb Kote 389 Str. N 65°O F 28°N , und darüber Str. N 70°O F 22°N . Am Südrand des Várberek zwischen den Höhepunkten 469 und 413 haben wir aber Str. N 80°O F 30°N und Str. N 80°O F 28°N von Ost nach West. An der Westseite des Vaskapu-völgy zwischen den Höhepunkten 412 und 389 kann man beobachten Str. N 75°O F 30°N , oberhalb nördlich Str. N 70°O F 28°N und westlich davon Str. N 90°O F 26°N . An dem Wege, der westlich folgt und oberhalb Várpalota, von der Kote 204 aufsteigend, über die Höhepunkte 267 und 329 zum Várberek führt, weist der Hauptdolomit folgende Schichtung auf. Oberhalb Kote 204 Str. N 85°W F 24°N , unterhalb Kote 267 Str. N 75°O F 25°N und darüber Str. N 80°O F 22°N , endlich ostwärts Kote 329 Str. N 75°O F 23°N . In der Nachbarschaft des von Várpalota zur Ruine Palota—Puszta aufsteigenden Várvölgy lagert das Gestein am Waldeingang an den östlichen Hängen Str. N 85°W F 12°N , und ca 2 km nordwärts Str. N 80°O F 32°N , darüber bei der Kote 280 Str. N 85°W F 22°N und noch weiter aufwärts Str. N 75°O F 23°N . An der westlichen Seite haben wir östlich der von Várpalota nach Tés führenden Fahrstrasse von Süden nach Norden, vom Liegenden zum Hangenden, folgende Schichtenlagerung im Hauptdolomit: Am Waldrand Str. N 85°W F 18°N , etwas höher Str. N 70°O F 20°N und darüber Str. N 65°O F 20°N , endlich schon im mittleren Abschnitt des Várvölgy Str. N 60°O F 30°N , ostwärts der Ruine Palota—Puszta Str. N 60°O F 20°N , und an der Ruine selbst Str. N 60°O F 26°N . An der Fahrstrasse nach Tés lagern die hier aufgeschlossenen Dolomitbänke an der Abzweigung des zu den Weingärten von Bányó—Puszta führenden Feldweges Str. N 75°O F 20°N , weiter nordwestwärts Str. N 65°O F 20°N und Str. N 55°O F 25°N . Unterhalb der Fahrstrassenbiegung südwärts der Ruine Palota—Puszta, wo sich diese Strasse nach Tés gegen Westen wendet, lagert der Hauptdolomit Str. N 55°O F 20°N und von da 'gen Westen bis nahe der Schlucht im Osten des Bérhegy Str. N 75°O F 28°N , weiter Str. N 90°O F 25°N , und Str. N 75°O F 20°N . Westwärts noch am Südrand des Hochplateaus von Tés, wo der Hauptdolomit zu den Höhen des Bérhegy, Sötét-horog, Moróc-tető, Öreg-Futóné, Ballai-Magyal aufsteigt, lagert der Hauptdolomit in diesen Randbergen folgendermassen: Im Bereiche des Bérhegy finden wir am Osthang an der Allee südlich

allgemeinen der Westsüdwest—Ostnordost Linie, wendet sich aber dann im Gebiete des Csengőhegy am Südwestrande des Téser Hochplateaus zu einer Westnordwest—Ostsüdost streichenden Schichtenlagerung. Das Einfallen des Dachsteinkalkes weist in einzelnen Abschnitten der Téser Plateaumasse leichte Schwankungen auf, zeigt aber mit seinen nach Norden einfallenden Kalkbänken in der Nachbarschaft des ihn unterlagernden Hauptdolomites die gleiche Neigung wie dieser, also durchschnittlich 25° , während nach Norden, gegen das Hangende die Neigung etwas abnimmt und ein Schichteneinfallen zwischen 18° und 20° aufzeigt, wenn nicht infolge von lokaleren Ein- oder Aufwölbungen tektonische Lagerungsänderungen eintreten. An Brüche gebundene Lageveränderungen dürften eine untergeordnete Rolle spielen. Solche bleiben schwer zu verfolgen, wenn die Triassschichten des Dachsteinkalkes übertage mit anderen Gesteinen nicht im Schichtenverbande zu beobachten sind. Auf Einwölbung führe ich die Lagerung der Dachsteinkalkschichten oberhalb von Felső- und Alsópere am Randabbruch des Csengőhegy zurück, wo man ein stark geändertes Streichen und Einfallen dieser Schichten beobachten kann. Sie streichen hier mehr Nordwest—Südost und fallen nur ganz schwach mit 4° bis 9° gegen Norden. Die Lagerung des Dachsteinkalkzuges, der den nördlichen Teil des Hochplateaus von Tés aufbaut, mag nun in der folgenden Fussnote nach den durchgeführten Messungen² behandelt werden.

Eng im Zusammenhang mit dem rhätischen Dachsteinkalk stehen die Liasdachsteinkalkschichten im Gebiete des Borsófüld südlich Bakonyánána. Wenn man hier auch an der sehr stark verwitterten Gesteinsoberfläche keine klare Schichtung erkennen kann, so entspricht die Grenzlinie zwischen beiden

Kote 435 ein Str. N 65°O F 22°N , auf der Berghöhe selbst Str. N 65°O F 15°N und gleich westlich Str. 55°O F 10°N nach Westen bei Kote 471 Str. N 75°O F 18°N . In der Talschlucht des Sötét-horog, zwischen Bérhegy und Moróctető, lagert der Dolomit an der Ostseite Str. N 75°O F 24°N bei der Kote 350. Jenseits am Südostausläufer des Moróctető, bei Kote 350 sind die Dolomitschichten gelagert: Str. N 60°O F 25°N , bergaufwärts am Rande der Gipfellichtung bei Kote 426 Str. N 65°O F 10°N , westwärts an der zum Gipfel ziehenden Schneise Str. N 70°W F 25°N , und westwärts bei Kote 490 Str. N 65°O F 20°N . Vom Moróctető zur Höhe der Kerékgyep, auf einer Waldlichtung bei Kote 524 lagert der Hauptdolomit Str. N 65°O F 20°N , nordwestwärts am Rande der Waldlichtung des Giptels Kerék-gyep Str. N 55°O F 26°N , am Gipfel bei Höhepunkt 529 Str. N 75°O F 22°N , und nordwärts, an der Grenze des Schiessplatzes südlich Kote 465 Str. N 75°W F 26°N . An der vom Nordfusse des Bérhegy vom Höhenpunkt 431 Ost-südost zu Ost—Westnordwest zu West über den Öreg-futóné zum Höhenpunkt 542 laufenden Allee lagert der Dolomit im oberen Abschnitt des Sötét-horoggrabens bei Kote 409 Str. N 85°W F 20°N , weiter gegen Westen bei Kote 483 Str. N 75°O F 26°N , westwärts vor Kote 562 Str. N 90°O F 20°N , südostwärts darunter Str. N 70°O F 22°N und weiter in gleicher Richtung hangabwärts Str. N 70°O F 22°N . Dem Öreg Futóné ist gleich nördlich ein Dolomitücken vorgelagert, der Kis Futóné, der nach Osten mit der Dolomithöhe Márkus Szekrénye, im Westen mit dem Hegyes-berek einen modellierten Kamm darstellt, dem nordwärts, also jenseits dieses Randgebietes das eigentliche Plateau von Tés folgt. Am Südhang des Márkus Szekrénye lagert der Hauptdolomit nordwestlich des Kális-tó Str. N 85°O F 18°N , auf der Höhe selbst, beim Höhepunkt 503 Str. N 85°W F 15°N , weiter westwärts Str. N 80°O F 20°N , auf dem Tésitető unterhalb der Höhe 536 Str. N 80°O F 20°N , und südwärts davon Str. 65°O F 22°N , am Gipfel des Kis Futóné endlich Str. N 75°O F 22°N . Wir gelangen so weiter nordwärts auf die eigentliche Plateaufläche, wo der Hauptdolomit von Löss bedeckt wird und, wenn er aus dieser Decke in flachen Inseln hervortritt, wie bei Tési-rakato, so ist in solchen Formen, wo alle Hänge fehlen, und eine verwitterte Felsoberfläche zutage kommt, von Schichtung nichts zu bemerken. Nur ganz im Osten, am Várberek können wir noch eine Schichtung erkennen. In dieser Südostecke der Plateaufläche, am Wege, der sich unweit Kote 415 von der Hauptfahrstrasse Várpalota—Csösz abtrennt, kann man etwa 400 m westlich von dieser Abzweigung die Dolomitschichtung beobachten Str. N 80°O F 30°N . Weiter nach Westen haben wir wieder ähnliche Lagerungsverhältnisse und zwar Str. N 80°O F 28°N und endlich weiter westlich jenseits der Allee Str. N 70°O F 20°N und noch weiter westlich Str. N 75°O F 28°N .

Die in Bezug auf die Lagerung des Hauptdolomites angegebenen Punkte sind mit Hinweis auf sehr viele Höhenpunkte ihrer Lage nach fixiert, die nur aus der Karte des „Artillerieschiessplatzes bei Hajmáskér“ 1:25.000 zu entnehmen sind. Diese Spezialkarte hat dem Verfasser bei seinen geologischen Aufnahmen im Bakonygebirge mit als Unterlage gedient.

² Der Dachsteinkalk, der den nördlichen Abschnitt des Hochplateaus von Tés aufbaut, ist leider oberflächlich von Löss bedeckt und bleibt mehr in den Randgebieten von dieser pleistozänen dünnen Decke frei. Im Osten sehen wir seine

Formationen dem Streichen der Dachsteinkalkserie am Csengőhegy zwischen Felső- und Alsópere, die mit Nordwest—Südost gerichteten Streichen in konkordanter Lagerung mit dem Liasdachsteinkalk unter diesem einfällt. Auch am Nordostrand des Hochplateaus von Tés haben wir über den Dachsteinkalkschichten ihm sehr ähnliche Liasdachsteinkalke, die bereits in dem Abschnitt: „Die Juraschichten des Mellár“ beschrieben wurden.¹

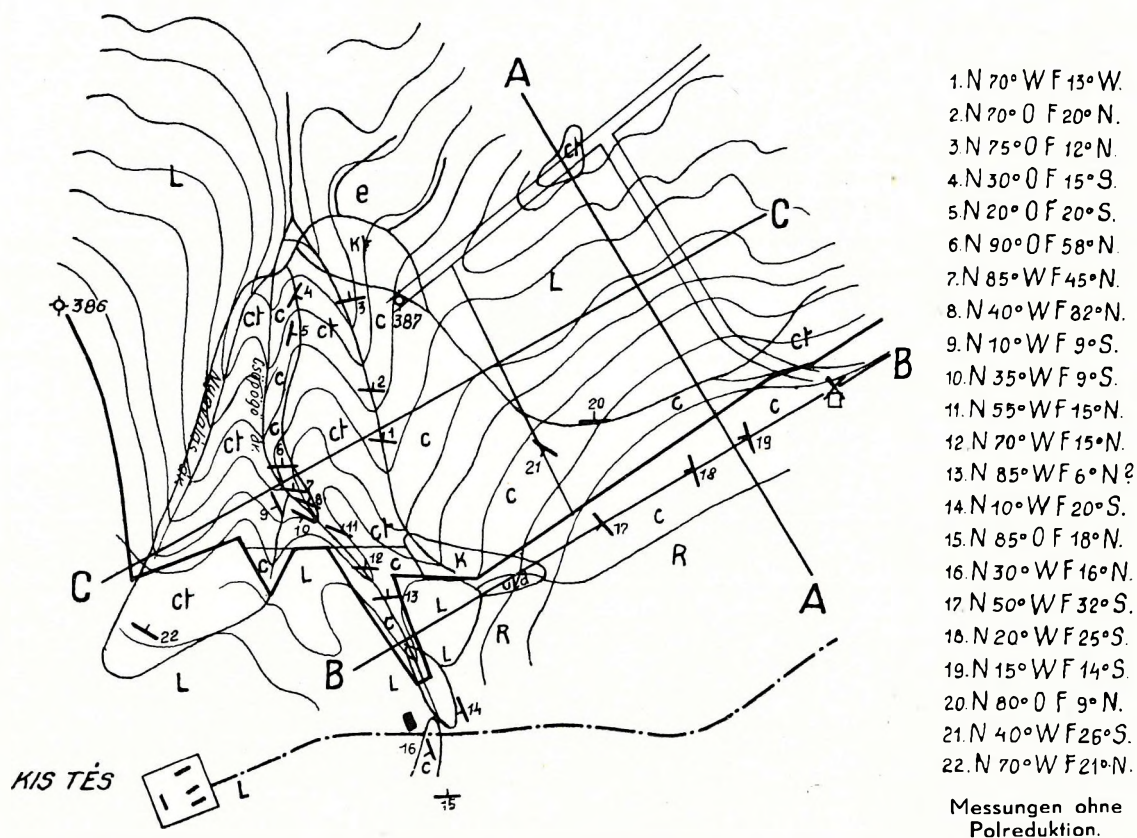
Hierauf folgen die Kreidebildungen, welche die ganze Nordabdachung des Hochplateaus von Tés aufbauen. Der Trias—Jurasie gegenüber weisen sie in der Lagerung eine ausgeprägte Pänakkordanz auf. Denn, wenn sie auch im Schichtenstreichen eine gleiche Richtung wie die Triasgesteine des Hochplateaus von Tés aufzeigen, so bleibt die Schichtenneigung, also das Einfallen geringer, und erreicht nur im Osten im Gebiete der Csikling-vár, südwestwärts des Rékosihegy einen höheren Betrag, während sie nach Westen sich mit immer geringeren Neigungswinkel an die Triasbildungen legen. Ihre Schichtenneigung schwankt zwischen 9° und 15°, erreicht sehr selten 17°, und nur zweimal konnte ein Einfallen bis zu 20° gegen Nordwesten beobachtet werden, während selbst der Liasdachsteinkalk in der Regel zwischen 20° und 25° gegen Norden fällt. Das unterste Glied der Kreidebildungen, die am weiteren geologischen Aufbau des Hochplateaus von Tés Anteil nehmen, bilden meist graue Tone mit einer sehr reichen Foraminiferenfauna, Brachiopoden und Orbitolinen, Diploporenmergelbänke und Schichtenbänke mit Ostreen und Exogyren. Diesen Apt-Urgonschichten kann infolge ihrer starken Foraminiferenführung, die sie in den tonigen Teilen besonders auszeichnen, in charakteristischer Bezeichnung der Name

Schichten frei übertage bei Királyzállás und in der Nachbarschaft des gleich nordwärts folgenden Bükkösárok. Seine Schichten lagern südwärts Királyzállás bei Kote 488 Str. N 75°O F 24°N, nordwärts am Bükkösárok Str. N 90°O F 20°N, mehr gegen Osten am Südhang des Bükkösárok über dem Feldweg Str. N 75°O F 24°N und bei Kote 401 Str. N 80°O F 20°N. Über die Ursache dieser stark wechselnden Schichtenlagerung des Dachsteinkalkzuges von Királyzállás wird bei der Behandlung der inneren Tektonik des Hochplateaus von Tés Klarheit gegeben werden. Im Zentralteil des Hochplateaus im Bereiche der Ortschaft Tés selbst haben wir wieder ein normales Streichen des Dachsteinkalkes, jedoch mit sehr schwacher Schichtenneigung, die auf tektonische Ursachen zurückgeführt werden muss. Denn der Dachsteinkalk steigt hier als kleine Insel aus dem Löss, gleich nordostwärts der Dorfkirche mit Str. N 85°O F 9°N. Weiter nach Westen taucht der Dachsteinkalk wiederum bei der Branntweinbrennerei der Kis Tésitanya in grösserer Fläche auf, doch ist seine Lagerung erst in dem bei der Brennerei gegen den Csöpögárok sich senkenden Einschnitt zu erkennen. Hier lagert er an der Ostseite Str. N 15°W F 20°W, weiter südwärts an der Ostseite unmittelbar neben der Brücke Str. 80°O F 18°N, ein schroffer Wechsel, der auf noch näher zu behandelnde tektonische Ursachen zurückzuführen ist.

Im Westen und Südwesten des Hochplateaus von Tés tritt der Dachsteinkalk auf der Hochebene aus der Lössdecke in breiterer Fläche mit dem Nyilas, Csengőhegy und dem Nordwestrand des Hegyesberek hervor. Die Lagerung dieser Dachsteinkalkschichten ist aber auf der Hochfläche selbst nicht klar zu erkennen, da die verwitterte Gesteinsoberfläche keine Schichtenköpfe zeigt. Deutliche Schichtung erkennt man erst am Südwestrande und am Südwestabhang des Téser Plateaus im Gebiete des Csengőhegy, nordwärts Alsópere. Lagert der Dachsteinkalk noch nicht besonders wohlgeschichtet am Südwestrande des Téser Hochplateaus, so ist er gegen den Abbruch über der Verwerfung von Pere—Palota in durchschnittlich 2 m dicken Bänken aufgeschlossen. Er lagert an der Allee, die in nordwest—südöstliche Richtung den ganzen Berghang unterhalb dem Hochplateau durchzieht, etwas nordwestlich Kote 471 Str. N 55°W F 9°N, weiter südostwärts, wo eine zweite Waldlinie die Längsallee schneidet, hangabwärts Str. N 80°W F 8°N. Der Längsallee weiter folgend nehmen die Dachsteinkalkbänke bald eine horizontale Lage ein (eine Höhle im Dachsteinkalk, unterhalb des Gipfels des Csengőhegy) um endlich schon oberhalb Alsópere, vor der letzten verquerenden Waldlinie, in die nordost—südwestliche Streichungsrichtung zurückkehren mit Str. N 65°O F 18°N.

¹ Sie lagern oberhalb, d. h. südwestwärts des westlichen Feuersteingrabens bei Kote 415 im Walde von Pusztá Kiscsösz Str. N 70°O F 12°N, weiter an dem vorspringenden Waldstreifen, am Wege von Tés nach Csernye auf dem Hochplateau nordöstlich Pusztacsösz Str. N. 80°W F 25°N, weiter nordwestwärts, südöstlich der Kote 428, unweit der etwas unterhalb einsetzenden Lössdecke Str. N 75°W F 22°N, gleich westwärts von diesem Punkte Str. N 65°O F 20°N. Mit diesen Messungen erscheint die konkordante Überlagerung der Liasdachsteinkalkschichten über den Dachsteinkalken erwiesen.

Fig. 17. VERBESSERTE MILITÄRAUFNAHME IM BEREICHE DER NORDWESTLICHEN ABDACHUNG DES TÉSER HOCHPLATEAUS. NACH TAEGER 1909.



Foraminiferenschichten gegeben werden. Sie sind aufgeschlossen in dem obersten Kis=Csőpögőárók, nordwärts der Branntweinbrennerei der Kis=Tésitánya, einem Graben der fast Ost—West läuft, weiter nach Norden umschwenkt, um sich später hangabwärts mit dem, mit ihm fast parallel laufenden, westlichen Csöpögőárók, und noch weiter westlich ausgebildeten Nyavalyás=árók zu vereinigen. Kann man auch die genauere Lagerung der Foraminiferenschichten mangels gut entwickelter Bänke hier schwer feststellen, so bleibt das eine doch sicher, dass die Foraminiferenschichten den über ihnen gelagerten Rudistenkalk unterteufen, und damit das älteste Glied der Kreideserie des nordöstlichen Bakony darstellen. Die gleichen Foraminiferenschichten finden wir auch im obersten Abschnitt des Csöpögőárók bei der Branntweinbrennerei Kis=Tés, wo sie fast Nord—Süd streichend, mit 20° gegen Westen¹ unter dem ähnlich gelagerten Rudistenkalk einfallen.² Die geologische Originalgeländeskizze Fig. 16 mag hier die Verhältnisse näher erläutern. Sie musste deshalb mit Einmessungen durch Kompass und Barometer im Jahre 1909 angefertigt werden, weil sich die österreichischen militärgeographischen Aufnahmen im Massstab 1:25.000 als falsch erwiesen, was bei meinen geologischen Begehungen des Bakony sehr oft beobachtet wurde, sodass einzelne Teile, wo Gräben

¹ Str. N 15° W F 20° W. ² Str. N 25° W F 16° W.

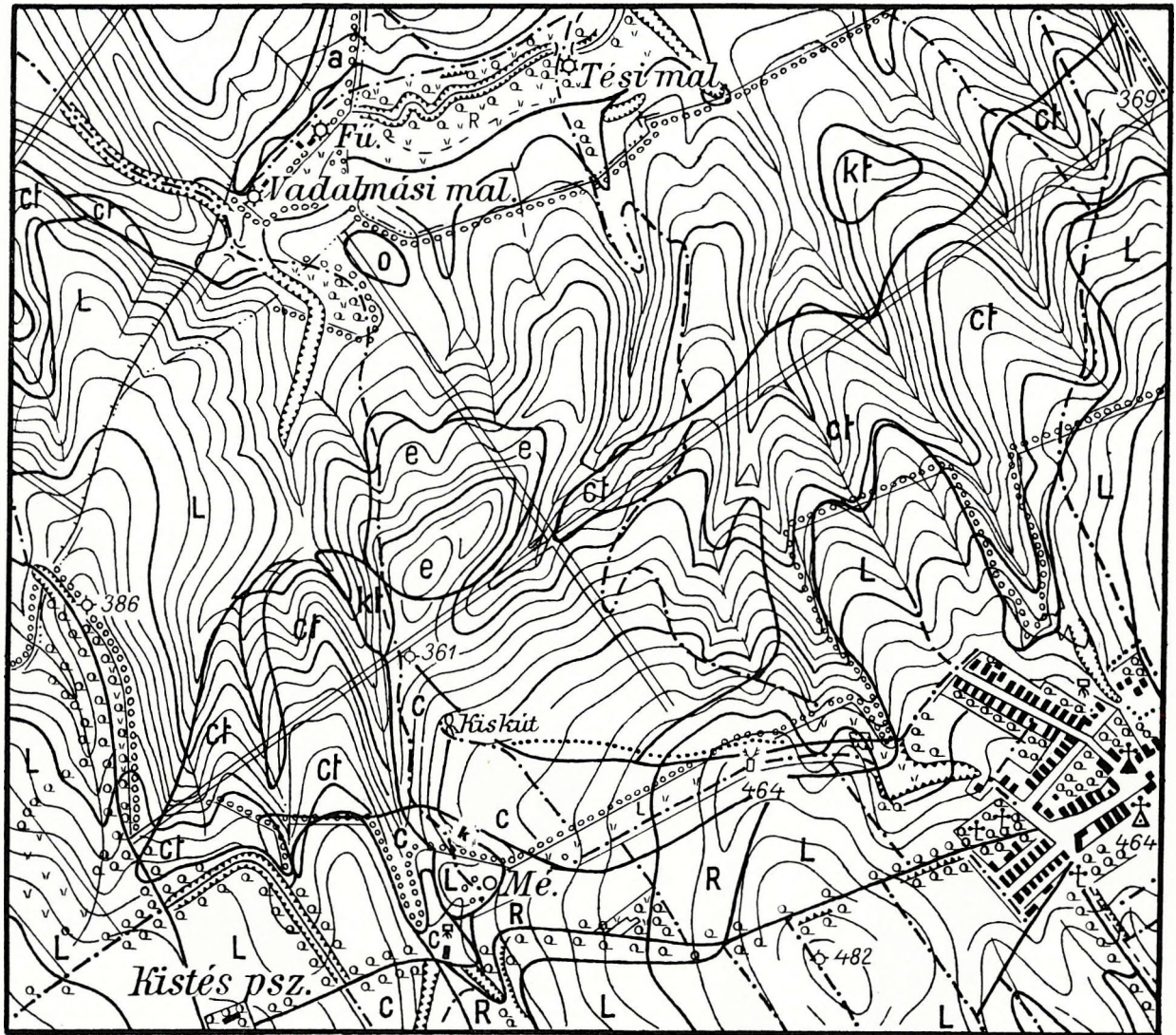


Fig. 17. GEOLOGISCHE KARTENSKIZZE NACH NEUER MILITÄRAUFNAHME 1925.

Zeichenerklärung: R = Dachsteinkalk. uld = Liasdachsteinkalk k = Foraminiferenschichten. c = Rudistenkalk. ct = Orbitolinienmollusken-Mergelkalk. kt = Turrititenmergel. e = Eozäne Nummulinenschichten. o = Oligozän. L = Löss. a = Alluvium.

oder Täler zogen, auf der Militärkarte aber als Bergrücken angelegt waren, von mir überklebt werden mussten, und so, wenn auch nicht mathematisch genau, berichtigt wurden. Diese Berichtigungen bei meinen geologischen Arbeiten haben sich durch Neuaufnahmen der Mappedeure in der Nachkriegszeit glänzend bestätigt, wie Fig. 17 beweist.

Infolge seiner tektonischen Ungleichheit wollen wir den Aufbau der Kreideablagerung am Rande und Nordhang des Hochplateaus von Tés gesondert, nach seiner Lagerung behandeln, und einmal den Nordabschnitt des gegen die Gaja fallenden Hochplateaus von Tés tektonisch kurz skizzieren. Hier bildet nordostwärts von Tés das älteste Glied der Kreide nicht das Apt-Urgon, sondern der Rudistenkalk, der sich in diesem Gebiete unmittelbar und schwächer geneigt an die älteren, das Tésér Plateau

aufbauenden Glieder der oberen Trias und des untersten Lias anlehnt. Verfolgen wir seine Lagerung von Osten nach Westen, so kann man an Hand von Messungen feststellen, dass ostwärts der Rudistenkalk Ostnordost—West südwest streicht, westwärts aber mit seinem Streichen sich mehr in die Nordost—Südwestlinie einzufügen sucht.¹

Diese Lagerung wird auch von dem Orbitolinen=Molluskenmergelkalk eingehalten, der dem Rudistenkalk fraglos konkordant aufgelagert ist, wobei geringfügige Änderungen in der Streich= wie Fall= richtung durch Schichtenein= wie Ausbiegungen bei der grossen endkretazischen Gebirgsbewegung eine sehr verständliche Erklärung finden. Diese Messungen der Schichtenlagerung im Bereiche des Orbitolinen=Molluskenmergelkalkes in der Zone ostwärts von Tés zeigen ähnliche Lagerungsverhältnisse.²

Auf den Orbitolinen=Molluskenmergelkalk legt sich der Turrilitenmergel, und zwar in pänakkordanter Auflagerung,³ Freilich zeigt er nur selten eine deutliche Schichtung. Denn der Turrilitenmergel bildet als ehemaliger Meeresschlamm in den meisten Gebieten, wo er zutage tritt, eine mehr oder minder homogene Masse. Die klare Erkennung seiner Schichtung bleibt alsdann, besonders, wenn er inselartig aus der Lössdecke hervortritt, meist ein wenig dem Zufall überlassen.

Am Nordrand des Hochplateaus von Tés sind seine Schichten südlich der Kallóc=Mühle etwas besser aufgeschlossen, sodass man die Lagerung klar verfolgen kann. Sein Streichen entspricht dem allgemeinen Schichtenstreichen der mesozoischen Formationen im Bakonygebirge, das Einfallen jedoch wird besonders in den höheren Schichten etwas schwächer.⁴ Es handelt sich hier also um keine echte primäre Diskordanz innerhalb der Kreideserie, wenn auch die jüngeren Kreideabsätze etwas schwächere Schichtenneigung aufzeigen. Diese immer schwächer gegen Nordwest geneigte Schichtung der Kreide ist auch im westlichen Teile des Nordabhanges des Téser Hochplateaus deutlich zu beobachten, welcher Abschnitt im Folgenden gesondert behandelt werden soll, da wir hier ein tektonisch recht interessant aufgebautes Gebiet betreten.

Dass im Bakonygebirge nicht nur ein an transversale und longitudinale Brüche gebundenes Bergschollenland vor uns liegt, sondern die älteren Schichten auch leichte Einsattelungen und Auf=

¹ Der Rudistenkalk lagert ostwärts Csikling=vár und unterhalb, nordwestlich der Kote 415 Str. N 70°O, F 12°N, westlich davon, bereits im Grabengebiet Str. N 80°O F 20°N. Dicht bei Jagdhaus Csösz lagert der Rudistenkalk Str., N 70°O F 17°N, gleich jenseits und westlich davon Str. N 65°O F 10°N. In gleicher Richtung, 1 km weiter am Rande des Hochplateaus lagern die Rudistenkalkschichten Str. N 60°O F 10°N, während sie westwärts vor Csikling=vár, in der Nachbarschaft nordwestlich von Kote 428, die Lagerung aufzeigen: Str. N 55°O F 12°N. Weiter lagert im Graben westwärts des Doboshegy der Rudistenkalk Str. N 60°O F 10°N. Infolge tektonischer Veränderungen geht die Lagerung des Rudistenkalkes am Nordrand der Ortschaft Tés mehr in ein Nordnordost—Südsüdwest gestelltes Schichtenstreichen über, liegen die Schichten doch am Beginn der gegen die Tési=Mühle ziehenden Taleschlucht Str. N 35°O F 16°N, während hangabwärts, entlang einem Bruch an der westlichen Talseite in gleicher Höhe mit dem am Osthang entwickelten und entlang dieser Bruchlinie abgesunkenen Orbitolinen=Molluskenmergelkalk eine, wenn auch ähnlich streichende, so doch bedeutend schwächer geneigte Lagerung einsetzt mit Str. N 35°O F 9°N.

² Diese Schichten haben im westlichen Seitengraben, südwestwärts des Rékoshegy, am Taleingang bei der grossen Längsallee ein Str. 75°O F 16°N, bergabwärts Str. N 70°O F 14°N, und weiter, unterhalb Str. N 80°O F 15°N.

In dem westwärts von Csikling=vár sich anschliessenden Grabengebiet unterhalb und nordwestlich Kote 428 lagert der Orbitolinen=Molluskenmergelkalk gleich neben dem, entlang einer Verwerfung auftauchenden Rudistenkalk Str. N 75°O F 20°N.

³ Das heisst bei ständiger Sedimentation legen sich bei Bodensenkung die jüngeren Schichten immer flacher auf die älteren marinen Absätze. Die höheren Sedimente der Kreide zeigen dann keine genaue Übereinstimmung in der Schichtenlagerung mit den tieferen Gliedern der Kreideserie. Dieser allmähliche Wechsel der Lagerung im Schichtverbande der Kreide darf dann keineswegs auf tektonische Störungen zurückgeführt werden.

⁴ Oberhalb d. h. südwärts der Kallóc=Mühle lagert am Nordfusse des Doboshegy der Turrilitenmergel oberhalb Str. N 60°O F 4°N, ein wenig südlicher, hangaufwärts Str. N 55°O F 8°N.

wölbungen im Gebirgsbau aufweisen, zeigt hier, gleich westwärts von Tés, der innere Aufbau der Trias- und Kreideschichten im Bereiche des „Téser Gewölbes“. Mit Hinweis auf die in den Gräben nordwärts der Branntweinbrennerei der Tanya Kis-Tés durchgeführten Beobachtungen im Bereiche des Nyavalyás-árok, wie den ihm ostwärts folgenden Csöpögő-árok und Kis Csöpögő-árok gemachten Schichtmessungen (siehe die früher gegebene Geländeskizze und den neuen Militärkartenausschnitt zum Vergleich in Fig. 16 und 17) hat der Rudistenkalk oberhalb des Waldes zwischen Tés und der Branntweinbrennerei westwärts der zweiten Windmühle, ein sehr der Nordwest-Südost-Linie genährtes Streichen mit einem gegen Südwesten gerichteten Einfallen bis zu 32° . Mehr nördlich, im Walde selbst erscheinen die gleichen Kalke in einer der Ost-Westlinie angepassten Streichungsrichtung mit einem nördlichen und nordöstlichen Einfallen gelagert. Wir haben es hier also im Bereiche der mesozoischen Schichtenserie mit einer Aufwölbung, dem „Téser Gewölbe“ zu tun, wobei das Spezialstreichen nach drei Richtungen umlaufend bleibt, und die Fallrichtung sich gegen Osten, Norden und Westen kehrt. Wie ausserordentlich schnell hier—sozusagen von Meter zu Meter—sich das Streichen und Fallen in diesem Kuppelbau ändert, das zeigen die allenthalben anstehenden Felspartien des Rudistenkalkes westwärts der Windmühle im Jungwald bei Kis-kút. Bei der Windmühle selbst lagern

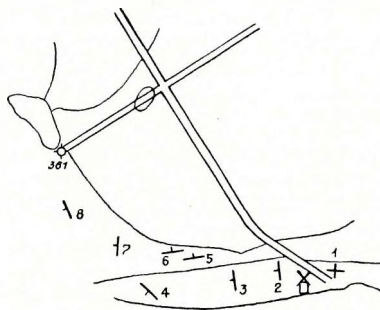


Fig. 18.

1. Saigere Schichtenlagerung.
2. Str. N 15° W F 14° S.
3. Str. N 20° W F 25° S.
4. Str. N 50° W F 32° S.
5. Str. N 75° O F 26° N.
6. Str. N 70° O F 9° N.
7. Str. N 10° W F 32° W.
8. Str. N 40° W F 26° S.

Umlaufendes Streichen des Rudistenkalkes am Téser Gewölbe.

Gewölbescheitels Dachsteinkalk und Liasdachsteinkalk, transgredierend überdeckt vom Rudistenkalk der Unterkreide, sehr schwach gegen Norden einfallen, jedoch die Wölbung im Schichtenstreichen zu beiden Seiten der Nordwest-Südost gestellten Achse gut betont bleibt. Sie richten sich aber auch

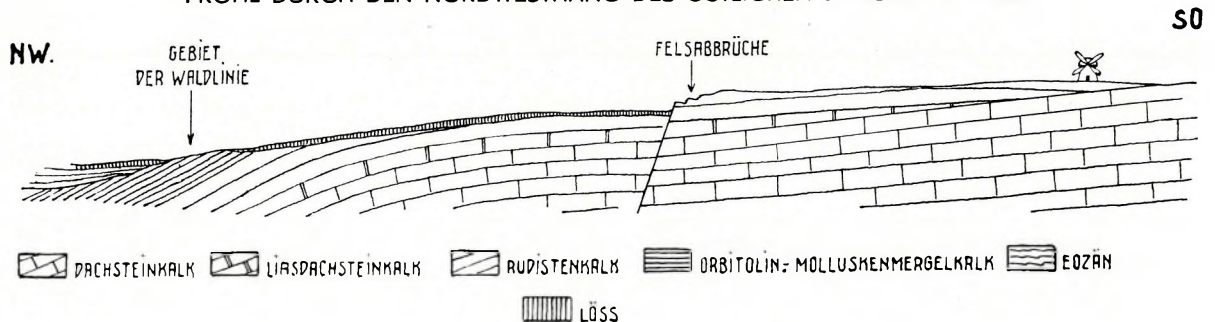
im Centralteil des Gewölbes die Rudistenkalkschichten horizontal, gehen dann gegen Südwesten in immer stärker nach dieser Richtung einfallende Schichtung über, während sie im Norden mit einem mehr an die Ost-Westrichtung gebundenem Streichen mehr oder weniger scharf gegen Norden einfallen, wie dies Geländeskizze Fig. 18 vor Augen führt. Betrachten wir das Téser Gewölbe profil-

mässig in seinem Aufbau von Nordwest gegen

Südost, so zeigt sich, dass im Bereiche des

Fig. 19.

PROFIL DURCH DEN NORDWESTHANG DES ÖSTLICHEN BAKONY BEI TÉS.



50

gegen Nordwesten aus einer im Gewölbescheitel fast horizontalen Schichtenlagerung bogenförmig steiler berghangwärts, wobei ein Längsbruch am Plateaurande wahrscheinlich bleibt. Er würde dann die Schichtenneigung am Nordwesthang verstärkt haben, wie dies im Profil Fig. 19 auf voriger Seite berücksichtigt wurde. Fallen die am Plateaurand im Jungwald anstehenden Rudistenkalkfelsen nur ganz schwach nach Norden,¹ so treffen wir einen halben Kilometer an der Waldlinie schon in grösserer Tiefe hangabwärts, auf die den Rudistenkalk überlagernden Orbitolinen=Molluskenmergelkalke mit steilerem Einfallen.² Da bleibt es nicht unwahrscheinlich, dass dieses höhere Glied unserer Kreideserie gegen den auf der Höhe anstehenden Rudistenkalk, entlang dieser mutmasslichen Verwerfung abgesunken ist, die im Schichtenstreichen durch unser Gewölbe setzt. Darauf deutet auch oberhalb dieser Linie das scharfe Aufsteigen der Rudistenfelsmassen aus einer am Berghang gleichförmig entwickelten Lössdecke.

Aber auch Transversalbrüche zerlegen die Nordhänge des Téser Hochplateaus, wobei die heute hier eingeschnittenen Gräben solchen Dislokationslinien folgen. Einem ersten solchen Querbruch an der Nordabdachung des Téser Hochplateaus entspricht jener westwärts Csikling=vár schon gegen die Szápár-Mühle entwickelte Kontakt zwischen der nordostwärts anstehenden Scholle von Rudistenkalk und den südwärts gleichsam unter ihr einfallenden Massen von Orbitolinen=Molluskenmergelkalk.

Die nächste Verwerfung läuft entlang dem Graben, der den Doboshegy nach Westen begrenzt, und so kommt längs dieser Bruchlinie der sonst von Orbitolinen=Molluskenmergelkalk überlagerte Rudistenkalk, und zwar an der Westseite der Talung zum Vorschein. Hier haben wir im Bereiche des Nordhanges des Téser Plateaus einen Schuppenbau, der sich weiter gegen Westen mit Nordwest—Südost streichenden Verwerfungen fortsetzt. Nicht immer aber tritt in den Gehängegräben am Nordwestabfall des Téser Hochplateaus, nur entlang solcher tektonischen Linien, der unter dem Orbitolinen=Molluskenmergelkalk lagernde Rudistenkalk im Gefolge von Schollenkipfung aufs neue an die Oberfläche, sondern auch die Erosion des vom Plateau längs der Gräben zur Gaja in den Regenperioden strömenden Wassers, legte diesen tieferen Untergrund, den Rudistenkalk frei. Die Grabensohle bildet dann der Rudistenkalk, die Grabenhänge der Orbitolinen=Molluskenmergelkalk, was in jenem, gleich unterhalb des Dorfes Tés gegen die Tési-Mühle führenden, schluchtartigen Taleinschnitt beobachtet werden kann. In der Regel aber bleibt das Wiederauftauchen des Rudistenkalkes in den tieferen Grabenpartien an Blattbrüche gebunden.

Das kann man westwärts, im Grabengebiet der von der Branntweinbrennerei Kis-Tés zur Gaja ziehenden Talfurchen beobachten. Die beiden Profile Fig. 20 am Abhang und unterhalb der beiden Téser Windmühlen, westwärts von Tés gegen Kis-Tés, erläutern in diesem Sinne bildlich weiter den geologischen Aufbau am Nordwestrande des Téser Plateaus im Bereiche des auf der vorigen Seite behandelten Gewölbes mit den Querschnitten B—B und C—C. (Vergl. auch geologische Kartenskizze Fig. 16.)

Sowohl der ostwärts der Branntweinbrennerei entwickelte Kis-Csöpögőárok, wie der bei der Brennerei sich gegen Nordwesten und Norden einsenkende Csöpögőárok (vergl. die frühere Kartenskizze) bleiben an Brüche gebunden, die unter leichtem Ausbiegen im wesentlichen nordnordwest—südsüdöstlich verlaufen. So wird es verständlich, dass in beiden Grabenabschnitten, und zwar in den obersten Teilen, die am östlichen Rande durch Bruch aufgekippte unterste Kreide, die Foraminiferenschichten auftauchen,

¹ Str. N 75°O F 9°N. ² Str. N 60°O F 35°N.

Fig. 20.

PROFILE DURCH DEN NORDWESTHANG DES ÖSTLICHEN BAKONY BEI TÉS.

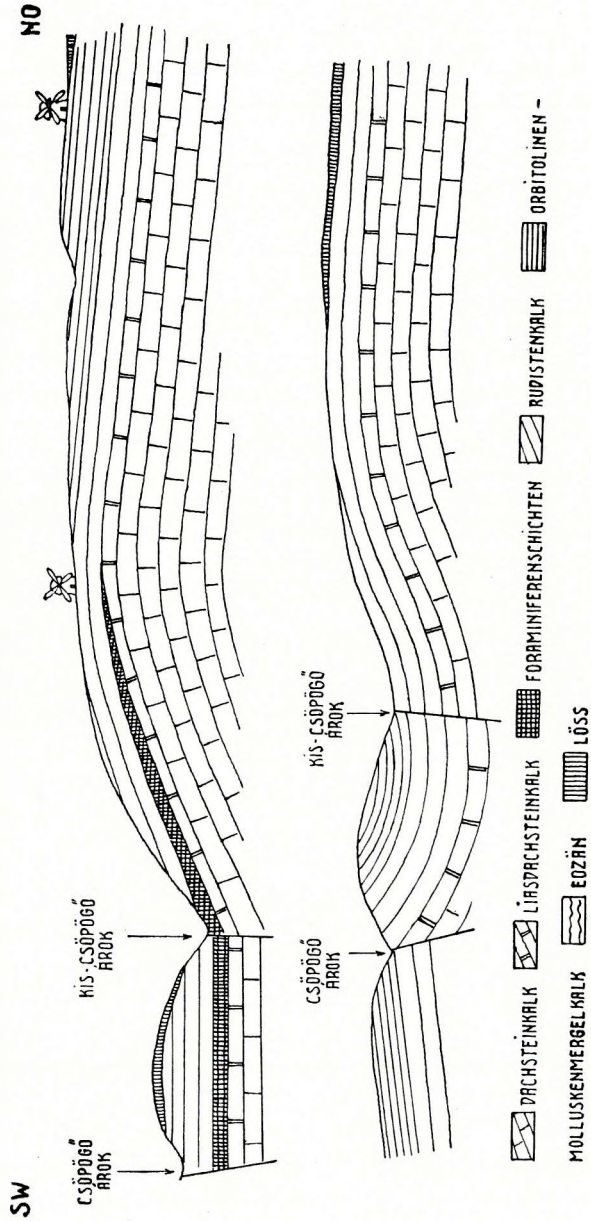
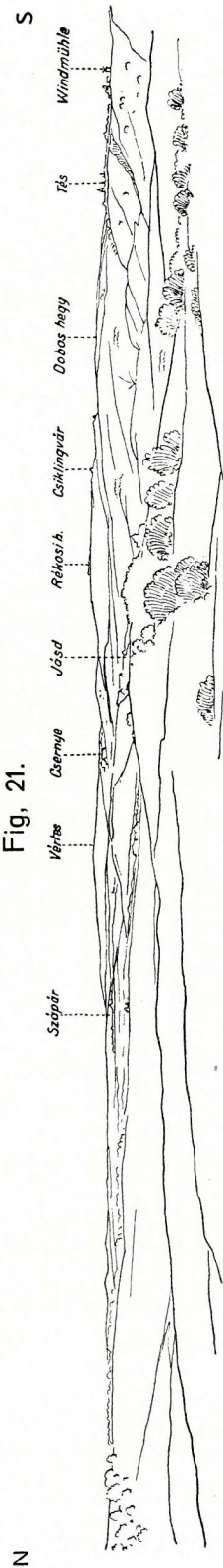


Fig. 21.



Panoramafederzeichnung von Bakonyárok gegen das Tés Plateau und seinen nördlichen wie östlichen Vorlanden.
Herrich Jacz.

während gegen das Hochplateau aufwärts der Rudistenkalk in auskeilender Lagerung auf die Schichten in Dachsteinkalkfazies übergreift.

In den tieferen Grabenabschnitten haben wir dann von Ost nach West, entlang diesen Transversalbrüchen, die Aufeinanderfolge von Rudistenkalk und Orbitolinen-Molluskenmergelkalk, parallel entlang dem Gebirgsstreichen an diesen Verwerfungslinien aneinander geschaltet. In Aufkippung bleiben hier die Gesteinspartien östlich der Bruchregion, in Absenkung die westlichen Teile.

An das im Profil B—B dargestellte Téser Gewölbe schliesst sich hangabwärts, unterhalb und nordwestlich von Tés, der im Gebirgsstreichen gelegte Schnitt C—C. Auch hier finden wir den bereits geschilderten Querbruch im Kis-Csöpgő wieder, und westlich die Verwerfung im Csöpgő-árok. Dies wird bewiesen durch das ganz entgegengesetzte Streichen und Einfallen der in diesem Graben einander gegenüberliegenden Gesteine, die am Osthang gegen Nordost, am Westhang gegen Südwesten einfallen. Zeigt im oberen Profil die Scholle zwischen beiden Gräben, die Trias-Jura-Kreideserie noch eine mehr tafelartige Lagerung, so geht der Schichtenbau in diesem Schollenabschnitt, hangabwärts vom Téser Hochplateau, in eine gegen Nordost gerichtete synklinale Lagerung über. Die Einzelheiten, das heisst, die Einmessungen, durch welche der Einblick in den Schichtenaufbau dieses geologisch so abwechslungsreichen Abschnittes am Nordwesthang des Téser Hochplateaus gewonnen wurde, ist wieder in Fig. 16 niedergelegt. Hier handelt es sich natürlich nicht um orogenetische Faltung, sondern um bescheidenere postkretazische Ein- und Aufwölbungen in einem praehelvetisch zerbrochenen Schollenbergland. Jedoch hervorzuheben bleibt, dass nicht nur der Bakony, sondern das ganze grosse transdanubische Bergland bei der mächtigen Gebirgsbewegung am Abschluss der Kreidezeit, nicht nur durch Brüche, sondern auch durch Wölbungen und Mulden geschaffen wurde. Nur die vor der helvetischen Zeit einsetzende und bruchbildende Gebirgsbewegung, gefolgt von ähnlichen Verschiebungen am Ende des Pliozäns und im Pleistozän, haben das tektonische Bild ausgestaltend noch mehr im einzelnen verändert. Ein in Federzeichnung gehaltenes Panorama, das von Bakonyháza her den ganzen Nordwestabbruch des Bakonygebirges, vom Rande des Téser Plateaus bis Szápár umfasst und das Bereich des Téser Wölbungsgebietes, ganz rechts im Bilde vor Augen führt, möge diese Verhältnisse für das Auge näher mit Fig. 21 erläutern.

Gelangen wir nun weiter zum westlichsten Teil der Nordabdachung des Hochplateaus von Tés, so bleibt der Abbruchsrand dieses Gebirgsstückes am Laufe der Gaja bei Bakonyháza tektonisch etwas verwischt. Hier lagert der Orbitolinen-Molluskenmergelkalk am Nordrande des Zsidóhegy den die Gaja epigenetisch durchbrochen hat, bereits recht abweichend. Die ursprünglich mehr dem Gebirgsstreichen angepasste Lagerung dieser Kreideschichten wendet sich hier bereits mehr gegen eine Ost—West, ja selbst Ostsüdost—Westnordwest streichende Richtung, mit allerdings sehr schwachem Einfallen, wobei die Kompassmessungen ungenau werden.¹ Überlagert werden diese Schichten an der Gaja vom Turri-

¹ Wo der zum Gajadurchbruch ziehende Seitengraben vom Téser Hochplateau bei Kistűpuszta herab die Südost—Nordwest laufende Waldlinie schneidet, lagern diese Schichten Str. N 65°W F 7°N und unterhalb einer Waldquelle, weiter abwärts gegen den Gajadurchbruch bis zur grossen Längsallee lagern die hier mehr dünnplattigen, scholligen glaukonitischen Mergelbänke Str. N 80°O F 7°N, wie N 80°W F 11°N, und Str. N 80°W F 9°N, und weiter zum Gajadurchbruch an der östlichen Talwand und immer hangabwärts: Str. N 75°W F 11°N, wie Str. 70°W F 10°N.

litenmergel mit konkordant angepasster Richtung.¹ Hangaufwärts schon am Rande des Téser Hochplateaus gegen Westen, geht die Schichtung des Grundgebirges immer mehr in ein Nordwest—Südost gerichtetes Streichen und nordöstliches Einfallen über, was am Westrande des Hochplateaus, im Bereiche des Borsófold, wenn wir von nachfolgend zu schildernden tektonischen Störungen absehen, zu beobachten ist. Denn am Rande bleibt das Streichen fast Nord—Süd mit Strich zu West, mit scharfem Einfall der hier entwickelten kretazischen Rudistenkalkschichten nach Ost. Leider bleibt diese Schichtung des Rudistenkalkes am Plateaurand des Borsófold sehr undeutlich, wozu eine intensive oberflächliche Verwitterung beigetragen hat. Nur am Westrand bleibt die Lagerung klarer, während sie im Plateaugebiet infolge mangelnder Aufschlüsse sich schwerer bestimmen lässt. Der oben am Borsófold in breiter Fläche anstehende Rudistenkalk zeigt sehr wechselvolle Lagerung, wie die tektonische Karte darlegt.² Dieser Wechsel im Streichen und Fallen ist auf Schichtenwellung, und auf einen möglichen Transversalbruch zurückzuführen, der quer durch das Borsófold setzt, aber in seinem Verlaufe in der stark zermürbten und denudierten Kreidekalkoberfläche kaum ausnehmbar bleibt.

Hier am Rande des Téser Hochplateaus gegen Westen zeigt, wie betont wurde, die Lagerung des Rudistenkalkes ein Nordnordwest—Südsüdost gestelltes Streichen mit gegen Osten gerichtetem Einfallen, um hangabwärts keineswegs unmittelbar unterteuft, sondern entlang einer praetertiären Bruchlinie von nicht unähnlich streichenden, aber schwach einfallenden Schichten des Dachsteinkalks wie des Dachsteinkalkes abgelöst zu werden. Der ursprünglich am Plateaurand dieser Massen hoch gelagerte Rudistenkalk sank entlang dieser Bruchlinie in der Weise etwas ab, dass seine hier Nord—Süd streichenden Schichten entlang dieser Dislokation infolge Schleppung schärfer aufgebogen wurden, und ein Einfallen bis zu 45° gegen Osten noch heute aufzeigen, während die gleichen Rudistenkalke im Plateaubereich des Borsófoldes nur schwächere Schichtenneigungen aufweisen.³

Die oberhalb der Talbruchlinie von Pere zum Borsófold und Csengőhegy aufsteigenden Altjura—Triasgesteine bleiben gegen den Gajalauf, der in nordwestlicher Richtung gegen Bakonyána führt, begrenzt durch recht komplizierte und schwer mathematisch fixierbare, das Hochplateau von Tés nach dieser Richtung abschliessende Rupturen und Abgleitungslinien.⁴ Entlang solcher, jedoch nicht scharf linienmässig bestimmbarer, tektonischen Bewegungen ist der im Bereiche des Borsófold noch die westliche Plateaurandhöhe krönende Rudistenkalk zum Talbereich des Gajalaufes mit den anderen ihn überlagernden Kreidebildungen abgesunken, was bereits bei der Schilderung der das Hochplateau von

¹ Am Drahtzaun gleich östlich Bakonyána, am Waldrand Str. N 70°W F 12°N.

² Die nordwärts vom Borsófold Südost—Nordwest ziehende kleine talarartige Einsenkung neben der zur Gaja laufenden Waldlinie zeigt den Rudistenkalk nordostseitig gelagert Str. N 80°O F 15°N, weiter abwärts Str. N 55°O F 35°N, weiter nordwärts an der Waldlinie Str. N 75°O F 18°N, gleich westlich am Ostrand der Einsenkung Str. N 55°O F 44°N und westwärts Str. N 30°O F 25°N. Ein gänzlich entgegengesetztes Einfallen haben wir weiter südlich mit Str. N 90°O F 38°S und ostwärts von diesem Punkte Str. N 55°O F 30°S. Südwärts, wo die grosse Nordost—Südwest laufende Längsallee die dritte Querallee im Gebiete des Borsófold schneidet, lagert der Rudistenkalk Str. N 40°O F 30°S und ein wenig nordwärts Str. N 20°W F 45°O. Nach Südwesten, der Längsallee folgend, lagert endlich der Rudistenkalk Str. N 30°W F 45°O und Str. 15°W F 30°O.

³ Bei Höhepunkt 498 lagert der Rudistenkalk auf dem Borsófold Str. N 75°O F 10°N.

⁴ Abgleitungslinien bleiben in diesem so mit Löss bedeckten Hanggelände in nur ganz besonderen Fällen erkennbar. Eine einzige Marke nach dieser Richtung bildet der am eingezäunten Waldrand zu Bauzwecken erschlossene Steinbruch, südwärts Bakonyána, am Nordfuss des Zsidóhegy. Hier zeigt sich im Orbitolinien-Molluskenmergelkalk eine wundervoll ausgebildete Harnischfläche, mit nach N 45°W gestellter Gleitung, und unter 25° gegen Südwest geneigter Rutschfläche, bei einer generellen Schichtenlagerung, die nicht normal ist.

Tés einrahmenden tektonischen Hauptlinien betont wurde, und worüber die tektonische Karte eine bildliche Erläuterung gibt.

Bleiben die früher beschriebenen tektonischen Bruchlinien, die das Hochplateau von Tés gegen Nord wie West und Süd umgrenzen, mittlereif, am Fusse scharf abbrechender Plateauränder, wie im Bereiche der Bruchlinie Pere—Palota sogar jung, so sind jene Bewegungen, die das Plateau betroffen haben, bevor es durch Abrasion zu einem Bergplateau geformt wurde, typisch alt, gehören sie doch der grossen laramischen Gebirgsbewegung an, die heute in diesem Gebirgsstück im Gepräge der Landschaft keine Spuren zurückgelassen hat. Nur die schärferen Abweichungen der Grenzlinien zwischen den mesozoischen Formationen vom Normalstreichen gibt im Bereiche des Hochplateaus, wo sie nicht vom Löss bedeckt werden, Kenntnis von diesen älteren Krustenbewegungen. Die Formationsgrenze der konkordant aufeinander gelagerten Hauptdolomit- und Dachsteinkalkschichten, die in den von Löss freien Teilen des Hochplateaus von Tés geologisch scharf auskartiert werden kann, weist mit ihren oft scharf geknickten oder gebogenen Verlauf auf jene älteren, primären tektonischen Störungen hin, die das Hochplateau ehemals betroffen haben. Eine solche markante Störung, eine grosse Bruchlinie in den genannten älteren mesozoischen Gebirgsschichten läuft vom Tés-Plateau gegen Südwesten zwischen dem Hegyesberek und Csengöhegy mit scharfen Winkeln, die den schnurgeraden Verlauf der Grenze des Dachsteinkalkes mit seinen ihn hier nordwärts des Hegyesberek begleitenden Kössener Schichten vom südwärts entwickelten Hauptdolomit scheiden und zwar ausgeprägt anormal. Es ist eine grosse alte Bruchlinie, die jenseits des jungen Sprunges Pere—Palota in dem grossen, diesem dort nach Westen vorgelagerten abgesunkenen Bergland sich auch hier nur geologisch, nicht aber landschaftlich, haarscharf verfolgen lässt.

Nicht geknickte, sondern gebogene Grenzen zeigen Dachsteinkalk-Hauptdolomit am Ostrande des Tés-Plateaus, wo dieses an das früher behandelte Massiv des Mellár grenzt. Südwärts vom Bükkösárok bei Királyzállás tritt aus der Lössdecke eine etwa einen halben Kilometer breite Zone von Hauptdolomit mit ihm konkordant aufgelagerten Dachsteinkalk hervor. Die Grenzlinie zwischen den beiden Formationen, wie die Schichten selbst streichen bei Királyzállás im westlichen Teile West—Ost, weiter gegen Osten im mittleren Teile Südwest—Nordost, um endlich im östlichen Abschnitt gegen das Burok-völgy wieder in ein fast west—östliches Streichen zurückzukehren. Scharfe Knickungen in der Grenzlinie zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk sind nicht vorhanden, sodass man als Ursache zwei alte Nordwest—Südost streichende Transversalbrüche kaum annehmen kann. Die Grenzlinie bleibt vielmehr ein- und ausgebogen. Es handelt sich dann um eine dem Streichen folgende ein- und ausbiegende Schichtenlagerung. Ganz lokal können solche alte tektonische Bewegungen sogar eine Fältelung von Schichten hervorrufen, wie in den jurassischen Hornsteinschichten am Hajagos bei Zirc.

Kurz zusammengefasst bleibt das Hochplateau von Tés ein aus mesozoischen Gesteinen aufgebautes Massiv, primär von alten Dislokationen durchzogen, sekundär durch jüngere Brüche aus der Berglandschaft herausgeschnitten.

DAS GROSSE ALTERTIÄRBECKEN VON DUDAR—NÁNA—SZÁPÁR UND SEINE BRAUNKOHLLENLAGER.

Nordwestwärts vom Hochplateau von Tés liegt ein zwischen zwei Hauptbruchlinien eingesunkenes, von alttertiären und jüngeren Bildungen erfülltes, mehr hügeliges Land, das grosse Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár.

Gegen Südost, also gegen das Hochplateau von Tés, wird es begrenzt durch die anfangs dem Gajalaufe von Csernye gegen Jásd laufende, im Landschaftsbilde klar zu beobachtende Ruptur, die aber von Jásd gegen Bakonynána sich verwischt und nur mit dem Westabbruch des Zsidóhegy neuerlich klarer in Erscheinung tritt. Westwärts des Zsidóhegy begrenzt der Csigahegy, südostwärts vor der Veimpuszta, das Alttertiärbecken nach Süden entlang einem Ostsüdost—Westnordwest verlaufenden Randbruch. Dieser Csigahegy südwestwärts von Bakonynána, der schon im vorigen Abschnitt erwähnt wurde, bildet eine durch einen Nordost—Südwest streichenden Sprung geteilte Doppelscholle, die gegen das Tészer Hochplateau leicht abgesunken ist. Nach Westen begrenzt sie, gegen die Tafel von Veim, ein nach Westen ausgebogener Nord—Süd streichender Bruch, der gegen Felsőpere setzt. Durch den erwähnten die Doppelscholle des Csigahegy teilenden Nord—Südbruch wird diese Höhe durch einen nach Norden sich senkenden Taleinschnitt, in zwei, getrennte Kuppen zerlegt. Die westliche Kuppe führt hangaufwärts Rudistenkalk mit einem Nordnordwest—Südsüdost gerichtetem Streichen und mässigerem Einfallen gegen Osten,¹ überlagert von Orbitolinemolluskenmergelkalk, der die höheren Teile der Kuppe aufbaut. Der zweite, östliche Gipfel wird jenseits des Sprunges von Felsmassen des Rudistenkalkes aufgebaut, über dem am Osthang aus der Lössdecke der ihn überlagernde Orbitolinemolluskenmergelkalk wie der Turrilitenmergel hervortreten. Die Rudistenkalkschichten am Westhang dieses östlichen Gipfels zeigen ein geändertes, ziemlich genau in die Nordsüdlinie eingestelltes Streichen und ähnliche Schichtenneigung gegen Osten.²

Vom Csigahegy 'gen West, im Bereiche von Kis-Veimpuszta folgt eine aus den gleichen Kreidesteinen aufgebaute, der Lagerung nach schwerer deutbare Tafelscholle, gegen Westen begrenzt von einem neuen Bruch, der vom Nordostrand des Villóhegy kommend, in nur mutmassbarem Lauf von etwa Südsüdost nach Nordnordwest bis zu dem bereits erwähnten Randbruch bei Veimpuszta streicht.

Wie schon eingangs hervorgehoben, wird das Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár nach Nordwesten von einer mesozoischen Gegentafel eingerahmt. Sie bildet die nordwestliche Gegenkulisse zum Nordabbruch des östlichen Bakony, mit einer grossen Scholle aus Trias- wie Juragesteinen und Nummulitenkalkschichten, die als „die Tafel von Magos—Sűrű—Gerendavágás“ bezeichnet werden mag, und als solche gegen Westen bis zum Cuhatale geht. Sie begrenzt gegen Nordwesten das grosse Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár entlang einer scharfen Nordost—Südwest gerichteten Randverwerfung, die nordwärts Nagyesztergár über Dudar am Fusse des Magoshegy zum Südrand des Hotters von Bakonyoszlop zieht.

¹ Streichen N 35°W F 20°O, bei Kote 434 eingemessen.

² Str. N 10°O F 25°O, wie nordwärts Str. N 5°O F 20°O.

Bei Nagyesztergár, zwischen den beiden erwähnten Gebirgsflügeln, bleibt eine von grösseren tektonischen Brüchen verschonte Pforte, durch die sich das grosse Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár mit der Zircer Eozänmulde verbindet. Diese kurz charakterisierten tektonischen Linien umrahmen das grosse Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár, dessen inneren Aufbau wir nun näher betrachten wollen.

Oberflächlich bleibt diese Senke sehr von einer verhältnismässig dünnen Lössdecke überkleidet, deren Stärke über den Betrag von 19 m kaum hinausgeht,¹ meist aber sich zwischen 3 und 5 m bewegt. Aus dieser Lössdecke treten in grösseren und kleineren Inseln Schotter und Konglomeratbänke hervor mit verkieselten Magnoliaceenstämmen, die ich in diesem nördlichen Teil des Bakony, jenseits der heutigen Wasserscheide bei Eplénypuszta, dem Untermediterrän zuweise. Noch bevor im Untermediterrän, d. h. im Praehelvetien, die grosse Berglandsbrücke zwischen dem ungarischen transdanubischen Mittelgebirge, insbesondere dem Bakonygebirge versank, war dieses Bergland mit jenem am Nordrande des Alföldes entwickelten, aus Phyllit, Quarzit und paläozoischen Kalkstein aufgebauten, von Andesit- und Dazitintrusionen durchsetzten Hochgebirge verbunden. Von hier rollte im untersten Mediterrän der Schutt dieses alten Hochgebirges über das Bakonygebirge zum Kleinen Alföld. Das bleibt das Urbild dieser Schuttströme. Als zwischen dem heutigen Bakonygebirge diese Berglandsbrücke in die Tiefe ging, und ebenso am Rande des Alföld, im Bereiche des Somogyer Hügellandes und der heutigen Székesfehérvärer Niederung das alte Hochgebirge abbrach und versank,² da drang in die geschaffenen Niederungen das helvetische Mediterränmeer, dessen Ablagerungen im Bereiche des Bakonygebirges an seinem ganzen Südrand, sei es von Várpalota nach Hajmáskér, sei es von Herend über Szentgál 'gen Városlőd und Ajkarendek so prächtig zu verfolgen sind. Dass vom Scheitel des heutigen Bakonygebirges, also auf der Linie Téser Hochplateau—Eplény—Káváshegy der Schotter im Sarmaticum nach Süden auf die helvetischen Meeresablagerungen zurückrollte, andererseits auch im nördlichen Vorland des Bakony, vielleicht schon im Sarmaticum, sicher aber auch im Ponticum und Pleistozän, immer wieder eine Umlagerung erfahren hat, wie wir eine solche auch im Várpalotaer Jungtertiärbecken beobachten können, das steht geologisch ausser allem Zweifel. Freilich ergibt sich bei dieser geologischen Sachlage eine Schwierigkeit. Kann man in allen Gebieten, wo wir die ehemals untermediterränen Schotter antreffen, und das gilt auch für das grosse Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár, diese so gleichen Bildungen scharf unterscheiden oder nicht? Ich möchte dies in den Hauptzügen zuversichtlich bejahen, wenn ich auch wissenschaftlich ehrlich eingestehen muss, dass in vielen Gebieten, wo diese ehemaligen untermediterränen Schotter umgearbeitet auftreten, Irrtümer möglich bleiben. Die im Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár auftretenden Schotter betrachte ich als Untermediterrän, schon aus dem Grunde, weil sie zu der hier entwickelten Oligozänformation in so enger Beziehung stehen. Sie leiten gleichsam allmählich zu dem obersten flözführenden Horizont der chattischen Stufe hinüber, was auch in den zahlreichen bergbaulichen Kohlschürfungen in unseren Alttertiärbecken zu beobachten ist.

¹ Im Bergbaufelde von Szápár wurde mit Bohrung I f der Löss mit der höchsten Mächtigkeit von 18.95 m erschlossen.

² L. von Lóczy: Geomorphologie der Umgebung des Balatonsces, Vortrag, gehalten auf dem X. Geographischen Kongress am 29. März 1913, Geogr. Zeitschr. Leipzig 1914.

H. TAEGER: „Notizen aus dem Centralteil des eigentlichen Bakony“ im Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt für 1913.

Diese mediterran-oberoligozäne Schichtserie kann nach ihrem inneren Aufbau in dem klassischen Gebiet des oberoligozänen Braunkohlenbergbaues von Szápár trefflich erläutert werden, und wir können unsere Kenntnisse darüber ergänzen aus den zahlreichen in diesem Gebiet durchgeführten Schürfungen auf Eozänkohle, die uns ja auch über den Hangendkomplex in seiner Zusammensetzung recht genau unterrichten.

Dann bleibt die Beschreibung des Aufbaues der Tertiärschichten im grossen Becken von Dudar—Nána—Szápár auf zwei Abschnitte zu verteilen, der oberoligozäne Braunkohlenbergbau von Szápár, und die Kohlenbildungen des oberen Mittelcozän in der Bucht von Dudar—Nána—Szápár.

A) DER OBEROLIGOZÄNE BRAUNKOHLENBERGBAU VON SZÁPÁR.

Die Braunkohlenlager des Alttertiärbeckens von Dudar—Nána—Szápár erstrecken sich auf zwei Formationen, auf das Oberoligozän, den limnischen Absätzen des oberen Abschnittes der chattischen Stufe (Cattien), weiter dem oberen Mittelcozän im Hangendabschnitt des Lutétien.

Im Oberoligozän haben die Braunkohlenlager in unserem Alttertiärbecken nach den hier zahlreich durchgeführten Schürfungen nur — wie betont werden muss — einen rein lokalen Charakter, und erstrecken sich lediglich auf das ehemals auf kürzere Zeit baufähige Kohlenflöz von Szápár. Dieses Kohlenflöz muss in das Cattien, nach den hier in der paläontologischen Literatur bereits eingeführten Funde eines *Anthracotherium*-Restes innerhalb dieser Lignitbildungen gestellt werden. Das Hangende bilden hier Sandstein- und Konglomeratbänke in unregelmässig mit einander fingerartig sich verbindender Wechselagerung, Schichten, die wohl noch dem Mediterran zuzuzählen sind. Darunter folgende Sande mit feinkörnigem, halbeckigem Schotter, grauen glimmerführenden Tonschichten mit Pflanzenresten sind sicher schon dem Szápárer Flözhorizont zuzuweisen, in dem der *Anthracotherium*-Rest aufgefunden wurde. J. ÉHİK¹ stellt diesen *Anthracotherium*-Fund von Szápár zum Formenkreis des oberoligozänen *Anthracotherium valdense* Kov. Er trennt aber die im Szápárer Flözhorizont gefundenen Reste dieser Art auf Grund einiger Abweichungen im Zahnbau als selbständige Subspezies ab, mit dem Namen *Anthracotherium valdense szápárense* n. sp. Denn dieser Typ zeigt gegenüber *Anthracotherium valdense* einige Merkmale vorgeschrittener Entwicklung auf, sodass er ihn eher für ein untermiozänes wie oberoligozänes Tier betrachtet.

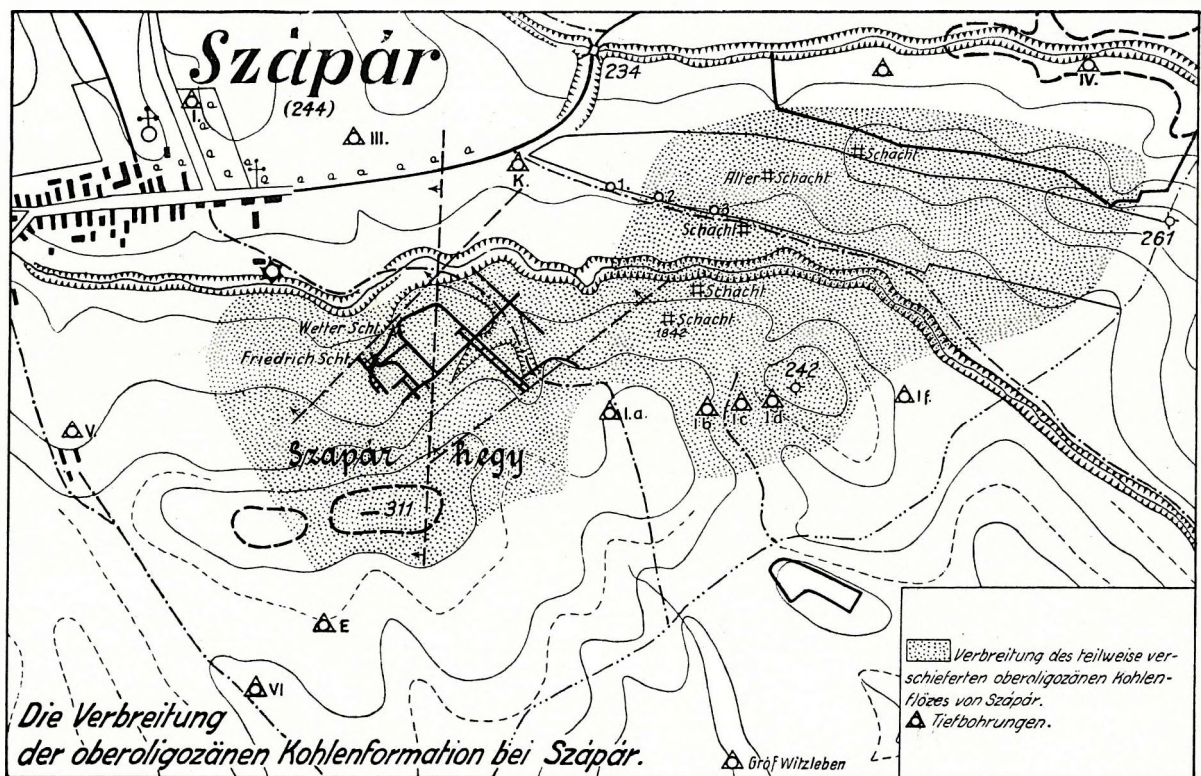
Nach meinen paläontologischen Erfahrungen möchte ich darauf hinweisen, dass gerade in Tierkreisformen mit rasch, gleichsam explosiv einsetzender Entwicklung, dem ein entsprechend schnelles Verlöschen folgt, in verhältnismässig kurzer Zeit sich Änderungen und Vervollkommenungen innerhalb ihrer Art vollziehen. Bei dieser Tatsache ist kein Grund gegeben solche, etwas von der Ursprungsform abgeänderte Arten in grosse, erdgeschichtlich voneinander getrennte Weltzeiträume ganz gesondert einzureihen. Dementsprechend bleibt es gerade möglich, dass *Anthracotherium valdense* var. *szápárense* ÉHİK noch der Formation des Cattien angehört. Wäre dies nicht der Fall, so müsste der ganze stratigraphische Aufbau des oberen Oligozäns von Ungarisch-Transdanubien, der nach langjährigen

¹ Vortrag in der Fachzeitung der Ung. geolog. Gesellschaft am 6. April 1927.

Erfahrungen mit ausserordentlich zahlreichen Tiefbohrungen in dieser Formation wundervoll gestützt bleibt in Trümmer gehen.

Im Bereiche des oberoligozänen Braunkohlenbergbaues von Szápár beginnen die Absätze, wie schon betont wurde, mit leicht wellig gelagerten Bildungen von Schotter wie lockeren Sandstein- und Konglomeratbänken des Untermediterrän, wie solche in ihrer Lagerungsform ganz links im Pannoramabild Taf. I Fig. 2 des ehemaligen Szápárer Braunkohlenbergwerkes angedeutet sind. Dann folgen die obersten oligozänen Süßwasserbildungen, deren wechselreiche Sedimentation aus den zahlreichen, in diesem Gebiete abgestossenen Bohrungen bekannt wurde.

Fig. 22.



Die Verbreitung der Kohlenformation des Oberoligozäns, sowie die Lage der dort durchgeführten Bohrungen gibt die beiliegende Skizze Fig. 22 wieder. Es würde nicht in den sehr beschränkten Rahmen dieses Teiles meiner Geologie des Bakonygebirges hineinpassen, wenn ich hier auch nicht nur für den Bergmann hochinteressante Bohrprofile veröffentlichen wollte. In der Skizze sind die wichtigsten Punkte fixiert, wo gebohrt wurde, und wo wir über den Schichtenaufbau der Oberoligozänformation genauestens unterrichtet sind. Ich möchte auf Grund dieser Schürfungen nur betonen, dass die oligozäne Flözformation von Szápár eine sehr lokale Ausdehnung hat, was mit den eigenartigen Sedimentationsverhältnissen der damaligen Zeit in engstem Zusammenhange steht. In einem ziemlich umfangreichen, nur privat geschriebenen Werke H. TAEGER: „Geologie des Bakony für den Bergmann“ I. Teil schreibt der Verfasser im Dezember

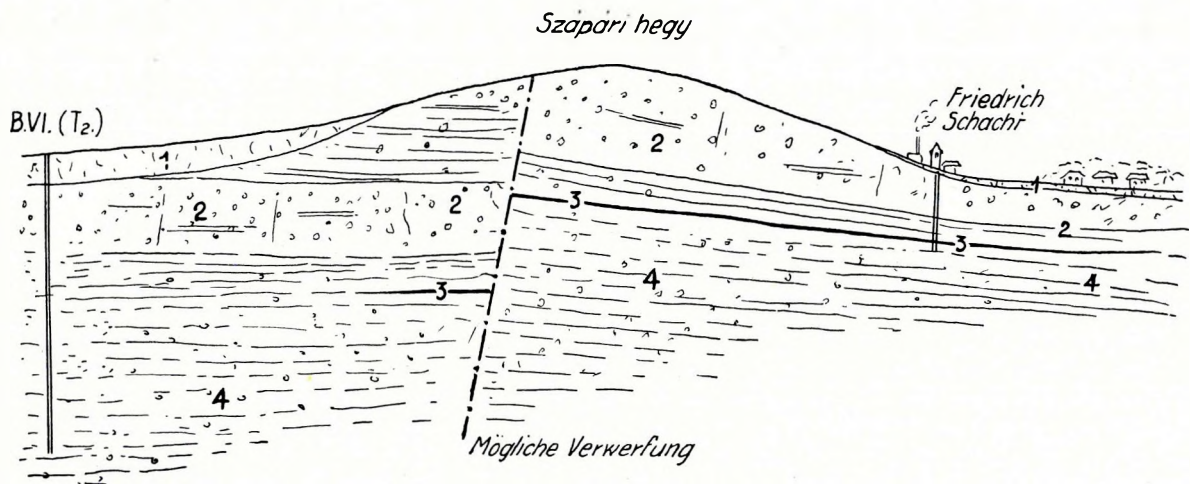
1910 das Folgende darüber: „Ein prachtvolles Material geben uns da die zahlreichen durchgeführten Bohrungen in die Hand, durch die man ganz vortrefflich eine Reihe von Folgerungen für die gesamten geologischen Verhältnisse der Szápár oberoligozänen Braunkohlenformation gewinnen kann. Wir wollen die Ergebnisse kurz in einem einheitlichen Bilde zusammenfassen. Zur Zeit der Süßwasser- und Braunkohlenbildungen im Oberoligozän war das Szápár Gebiet der Schauplatz mannigfachster und nur zeitlich gleicher Bildungen, deren Verschiedenartigkeit wohl auf den Wechsel der Terrainformen zurückzuführen ist. In lokalen Depressionen, in denen sich das Wasser sammelt, bildet sich aus allochthonen, also eingeschwemmten Pflanzenmaterial hier später ein Kohlenlager. Unweit davon Schlamm- und Sandbildungen

Fig. 23.

SSW

I. Profil Szápár.

NNO



1. = Löss 2 = Sandstein Schotter Ton. (Olig.-Mediterr.) 3. = Oberolig. Kohle.
(Hangendschichten)
4 = Oligozän Ton mit sandigen Lagen (Liegendschichten)

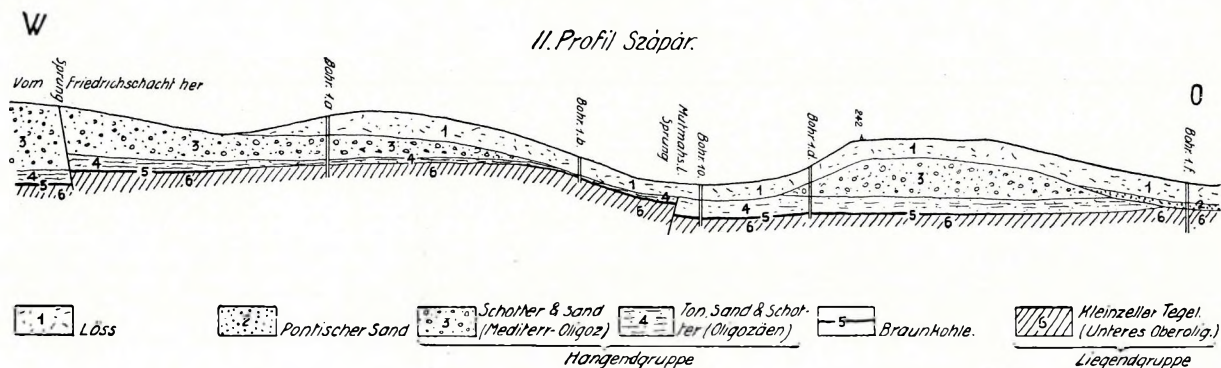
des süßen Wassers, die späteren sandigen und tonigen Sedimente. Überall keine Gleichheit, sondern die bunteste Mannigfaltigkeit. In dem einen Bezirke die Entwicklung grösserer Kohlenflöze, wie im Gebiete des Friedrichsschachtes oder im Bereiche der Bohrungen 1b, vergl. die Skizze Fig. 23, in der Nachbarschaft unterbrochen oder gehemmt durch die von Süßwasser herbeigeführten Schlamm- und Sandbildungen, wie im Bereiche der Bohrung 1c und 1d, wodurch es nur zur Bildung schwacher Kohlenflözchen kommt, die dann von mehr oder weniger mächtigen Tegelschichten unterbrochen sind. In anderen Gebieten, den Bezirken der Bodenschwellen keine Kohlenbildung, nur Sand- und Schlammabsätze, die das Wasser zuführt, wie bei Bohrung 1a, 1f, oder V und VI. Die Braunkohlenbildungen von Szápár stellen also von Anfang an keinen einheitlich durchgehenden flözführenden Horizont dar. Die Flöze sind nicht das Beständige, sondern das Zufällige, nicht das universal Verbreitete, sondern das lokal Beschränkte. Die schlammig-sandigen Süßwasserabsätze bilden die Regel, die Kohlen die Ausnahme.“ Diese Tatsache

schränkte bereits damals die Hoffnung auf Auffindung eines grösseren abbauwürdigen oligozänen Braunkohlenlagers im Szápár Revier wesentlich ein, und nicht allein für dieses Gebiet, sondern für das ganze grosse Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár mit seinen möglichen oligozänen Braunkohlenlagern. Der Verfasser fährt dann fort: „Dazu kommt noch ein anderer Umstand, wie wir aus manchen Bohrungen erfahren, haben wir im Szápár Gebiet mit einer vielfachen Abtragung der ehemaligen oligozänen Braunkohlenbildungen zu rechnen. Damit bröckelt ein weiterer Teil von Hoffnungen ab, ausgiebige oligozäne Kohlenfelder im Szápár Gebiet aufzufinden, und was für Szápár gilt, dürfte auch in Bezug auf die ganze grosse Dudar—Nána—Csernyeer Mulde in Bezug auf die oligozänen Kohlen Geltung haben. Für Szápár, im Gegenteil, haben die durchgeführten Bohrungen meiner Meinung nach in der Hauptsache alles Kohle=führende Terrain bereits erschlossen. Und wie beschränkt erscheinen diese flözführenden Gebiete! Da ist einmal die Szápár „Hauptflözgruppe“, erschlossen und bekannt durch den Friedrichsschacht und zu einem kleinen Teil bereits abgebaut. Dieses Kohlenfeld wird begrenzt im Norden durch den in die Gaja fliessenden Graben, an dem bei der Mühle die Kohle direkt zutage tritt, dahinter die Linie der mit negativem Erfolge durchgeführten Bohrungen I., III. und K., im Osten begrenzt durch die negative Schürfung Ia, im Süden beschränkt durch die negative Bohrung VI. (TAEGER 2), im Westen endlich abgeschnitten durch die negative Bohrungen V. (TAEGER 1). Es ist also nur ein lokales Kohlenlager von ganz grob geschätzt 500 m im Geviert, also 250.000 m² Grundfläche, mit einem Kohlenquantum (pro Quadratmeter zu 2 m³ gerechnet, eine besonders optimistische Zahl) von 500.000 Tonnen Kohle.

Das Profil Fig. 23, das vom Friedrichsschacht gegen die Bohrung VI. gezogen ist, mag ein mutmassliches Bild von der Lagerung, Mächtigkeit und Ausdehnung der Hauptflözgruppe in nordost—südwestlicher Richtung geben. Die Darstellung ist den natürlichen Verhältnissen entsprechend, wonach die Mächtigkeit der einzelnen Schichten mit den horizontalen Längen in Übereinstimmung steht. Nur die Hauptflözgruppe ist in der Zeichnung durch vergrösserte Mächtigkeit betont, wobei aber der anschauliche Charakter des Ganzen, insbesondere die Erklärung für das Fehlen der Kohlenbildungen in Bohrung VI. und jenseits des Grabens als eine natürliche Folge des Auskeilens dieser Bildung in den angegebenen beiden Richtungen gut zum Ausdruck kommt.

Ein zweites Feld, die „Tegelflözgruppe“, mit sehr viel tegeligen Zwischenmitteln und kleinen, aber zahlreichen Kohlenflözen, bleibt auf das Gebiet der Bohrungen 1b, 1c und 1d beschränkt. Es ist im Westen begrenzt durch die negative Schürfung 1a, im Osten durch die negative Bohrung 1f. Die

Fig. 24.

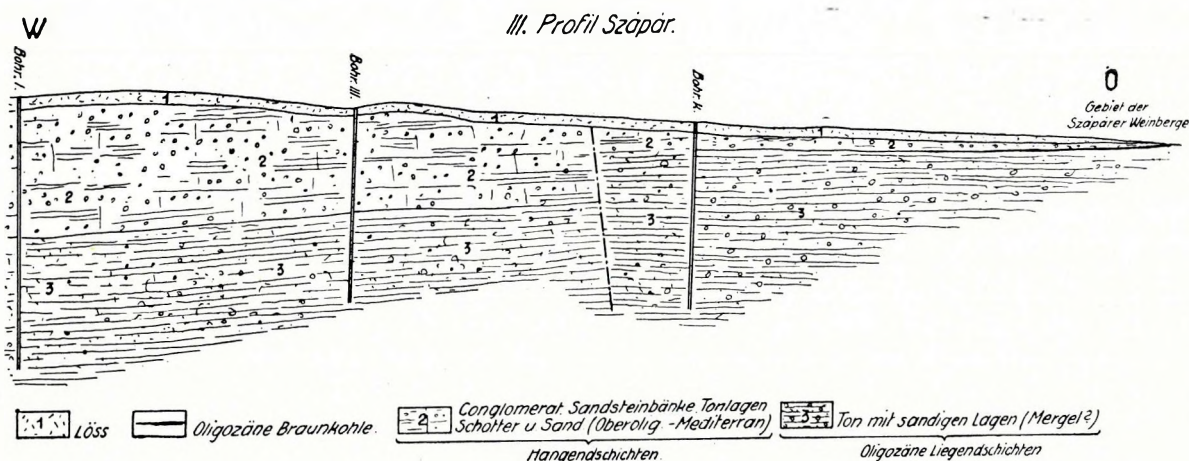


Verbreitung nach Süden ist noch nicht sicher festgestellt und mag selbst bis an die Hottergrenze des Szápárer Territoriums reichen. Gegen Norden bildet der Bach die natürliche Grenze, da jenseit des Baches die aufsteigenden Schichten des dritten Kohlenfeldes, der „Weinbergflözgruppe“ sie ablösen. Die Verbreitung der Tegelflözgruppe ist also, wie wir erkennen, ebenfalls recht beschränkt. Wir kommen auf keinen Fall über ein Areal von 340 m im Geviert, also rund 115.000 m² hinaus. Wenn wir die vielen Zwischenmittel in den Profilen der Bohrungen 1b, 1c und 1d abziehen, so bleibt für dieses Feld pro m² ein mutmassliches Kohlenquantum von 120 m³. Das heisst wir bekommen für das ganze Gebiet der Tegelflözgruppe ein Kohlenquantum von etwa 115.000 Tonnen Kohle. Die Ausdehnung und Lagerung dieser Kohlenflöze mag durch ein weiteres Profil, Fig. 24 veranschaulicht werden, das aus dem Gebiete der Hauptflözgruppe über die negative Bohrung 1a gegen Osten durch die Bohrungen 1b, 1c, 1d und 1f hinüberführt. Auch dieses Gebiet ist vermutlich von Brüchen durchzogen. Im Westen haben wir den grossen Sprung, der aus der Szápárer Grube bereits bekannt ist, und zwischen Bohrung 1b und 1c müssen wir eine weitere kleine Dislokation vermuten, die das bei Bohrung 1c in grösserer Tiefe angefahrne Flöz gegen das in viel geringerer Tiefe lagernde Flöz der Bohrung 1b abgesenkt hat.

Wir kommen nun endlich zu dem letzten flözführenden Feld, der „Weinbergflözgruppe“, deren Verbreitung etwa der Ausdehnung der Szápárer Weinberge entspricht. Es ist diese Gruppe aus den ehemaligen Schächten und Schürfungen genugsam bekannt, die von der Ungarischen Allgemeinen Kohlenbergbau A.-G. vor Jahren hier gemacht wurden. Ähnlich, wie im Gebiete der „Hauptflözgruppe“ ist auch hier ein gewisser Teil des Kohlenvorrates bereits abgebaut worden. Dieses Kohlenfeld wird begrenzt im Westen durch die Bohrung K., die hier den Braunkohlenhorizont in dem geringen Betrage von 6 cm angetroffen hat. Im Norden bildet die Grenze der nach Csernye fliessende Bach; denn die in seiner unmittelbaren Nachbarschaft niedergeführte Bohrung IV hat ein negatives Resultat gehabt. Gegen Süden steigen die Flöze bei dem nach der Gaja fliessenden Bach empor und gegen Osten, also gegen Csernye, haben sie ebensowenig eine bedeutsame Ausdehnung, indem unteroligozäne Liegendschichten, der Kleinzeller Tegel in den Wasserrissen südlich des Jägerhauses zutage streichen. Auch dieses Terrain erscheint somit recht beschränkt. Im günstigen Falle können wir ein Areal von 200.000 m² hier vermuten. Wir wollen nun recht optimistisch rechnen. Die Stärke der hier lagernden Kohlenflöze ist mir aus den Profilen des ehemaligen Josefschachtes und der hier durchgeführten Bohrungen in damaliger Zeit, nämlich Bohrung 3, 4, 6 und 7 bekannt geworden. Im Schacht selbst war die Kohle in über 2½ m Mächtigkeit entwickelt, in einzelnen Bohrungen aber auch viel geringer, oft nur in dem Betrage von 1½ m, sodass wir, wenn wir einen guten Durchschnittswert annehmen, die durchschnittliche Mächtigkeit auf etwa 220 m veranschlagen können. Rechnen wir wieder 10% Staub ab, so kommt im günstigen Falle in diesem dritten Felde auf den Quadratmeter ein Kohlenquantum von 2 m³. Das heisst, wir gewinnen für die Abschätzung des mutmasslichen Kohlenquantums im Gebiete der Weinbergflözgruppe einen annähernden, optimistischen Wert von 400.000 Tonnen Kohle. Auch dieses dritte flözführende Territorium mag durch ein Profil mit Fig. 25 erläutert werden. Das Profil ist durch die Bohrungen I, III und K gezogen und geht von da weiter gegen Osten, in das Gebiet der alten Schürfungen und Schächte im Bereiche der Szápárer Weinberge. Wir erkennen, wie die abbauwürdigen Flöze sich rasch gegen Westen verdünnen und bei Bohrung K nur noch als ein schmales Band sich zwischen Hangendschichten und Liegendkomplex einschalten. Eben dieses Profil zeigt deutlich,

was von dem Bergbau in der Weinbergflözgruppe zu erhoffen ist. Da schon vor Jahrzehnten hier ein Abbau versucht wurde, so ist zu vermuten, dass diese Versuche eben nicht den Erwartungen entsprachen, die man auf dieses Gebiet gesetzt hatte, und der Bergbau bald wieder eingestellt wurde. Und dennoch ist hier die Flözmächtigkeit im Vergleich zu jener der Hauptflözgruppe nicht geringer, ja vielfach noch grösser!“

Fig. 25.



Soweit ein Ausschnitt aus diesem Kapitel, das vor 23 Jahren von mir schriftlich niedergelegt wurde und dem die nachfolgende Zeit nur eine völlige Bestätigung gab. Diese findet sich in den schönen beachtenswerten Aufsätzen von STEFAN VITALIS¹, die ich in den geologischen Betrachtungskreis des Schichtenaufbaues des Alttertiärbeckens von Dudar—Nána—Szápár besprechend einschalte. Es bleibt wertvoll, dass VITALIS die Verwendbarkeit dieser oligozänen Kohlen nicht in brenntechnischer, sondern nach chemischer Ausnutzung eingehend in Untersuchung gezogen hat. Die harzigen Bänder, welche die oligozänen Braunkohlen im Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár durchziehen, waren mit ihrer raschen Entflammbarkeit lange bekannt, sammelte der Verfasser doch Prachtmusterstücke davon schon im Jahre 1909. Diese Bitumenlagen innerhalb des Oligozänflözes hatte ich damals als ausgeschiedenes Harz in feinsten Partikeln angesprochen, und diese Anschauung wird auch durch die Untersuchungen von VITALIS bestätigt, aber auch durch die Annahme erweitert, dass ein Teil dieser bituminösen Einlagerungen in der Oligozänkohle von Szápár auch von den stark Öl-führenden Lauraceenresten her stammen könnte, die am Aufbau dieser Flözmasse teilgenommen haben. Es bleibt mir eine Genugtuung aus den Aufsätzen von VITALIS zu ersehen, dass im Grunde die Entwicklung des oligozänen Kohlenflözes im Bergbaugebiet von Szápár, sowie ich sie vorhersagend nach meiner Anschauung nur privat für die Ungarische Allgemeine Kohlenbergbau A.-G. im Jahre 1910 veröffentlicht hatte, durch ihn bestätigt wurde. Er schreibt vortrefflich: „Der Aufbau des Szápár oberoligozänen Kohlenlagers, der schnelle

¹ STEFAN VITALIS: Bányászati és Kohászati Lapok, 1929. Heft 14. und 15.

Wechsel der Mächtigkeit der bauwürdigen Kohlenbänke, sowie des tonigen, mergeligen Taubgesteines, die die Ausbiegung sowie die Verschmälerung, ferner die in tauben Zwischenschichten häufiger oder seltener auftretenden, an manchen Stellen zu Kohlenbänken zusammengeschliffenen Lignitstücke beweisen alle, dass wir es mit einem allochthonen, also zusammengetragenen Kohlenlager zu tun haben.“

Was nun das mutmassliche Gesamtkohlenquantum und die Aussichten für den Bergbau in den oberoligozänen Braunkohlenfeldern von Szápár anbetrifft, so wurde dieses Kapitel in meiner Arbeit: H. TAEGER „Geologie des Bakony für den Bergmann“ Teil I., 1910. mit folgenden Worten behandelt: „Wir haben in rascher Folge alle kohlenführenden Gebiete durchstreift, die im Szápärer Revier die Aussicht auf einen Bergbau eröffnen können. Es ist wenig genug! Wenn wenigstens die Flöze eine einheitliche durchgehende, genügende Mächtigkeit hätten! Wie der Abbau im Friedrichsschacht gezeigt hat, bleibt es ökonomisch rationeller, nur eine bestimmte, besonders günstig lagernde Gruppe aus dem flözführenden Horizont herauszugreifen, und nur diese abzubauen. Weniger als die Szápärer „Hauptflözgruppe“ kann die ostwärts gelegene „Tegelflözgruppe“ Anspruch auf einigen Kohlenreichtum machen. Es fragt sich sogar, ob dieser stark von Schiefer erfüllte Komplex überhaupt abbauwürdig ist, woran man entschieden zweifeln kann! Ähnlich wie für die „Hauptflözgruppe“ scheinen die Verhältnisse für die „Weinbergflözgruppe“ zu liegen. Bedenkt man noch, dass bereits sowohl im Gebiete der „Weinbergflözgruppe“ wie im Gebiete der „Hauptflözgruppe“ die unternommenen Versuchsabbau das hier liegende Kohlenquantum gewiss um einen kleinen Prozentsatz verringert haben, so ergibt sich eine weitere Reduktion für die Abschätzung des vorhandenen Kohlenvorrates. Der Szápärer Abbau ist seit zwei Jahren im vollen Betriebe, und zwar im Gebiete hinter dem Sprunge, wo die Abbauverhältnisse entschieden am günstigsten liegen. Nach den von mir durchgesehenen Berichten wurden in den letzten Monaten im ungünstigsten Falle über 2.500 m³ gefördert, also für die Zeit von 2 Jahren rund 60.000 m³. Wieviel von der „Weinbergflözgruppe“ in älterer Zeit abgebaut wurde, entzieht sich meiner Kontrolle. Wir wollen einen Betrag von 40.000 m³ annehmen, wobei das fehlerhafte Mehr in die Rechnung der ausserordentlich günstig gehaltenen Prognose bezüglich des Flächeninhaltes dieses Feldes gestellt werden mag. Es sind demnach von dem ganzen in groben Umrissen berechneten Kohlenquantum des Szápärer oligozänen Braunkohlenggebietes zum mindesten 100.000 m³ im Abrechnung zu bringen. Wir erhalten demnach folgende allerdings nur groben Zahlenwerte:

Hauptflözgruppe	Kohlenquantum: 500.000 Raummeter
Tegelflözgruppe	Kohlenquantum: 115.000 „
Weinbergflözgruppe	Kohlenquantum: 400.000 „
<hr/>	
Zusammen	1,015.000 Raummeter
Abgebaute Quanta hiervon ab	100.000 „
<hr/>	
Es bleibt somit ein Kohlenquantum von	915.000 Raummeter.

Diesem an sich ziemlich geringen Kohlenquantum stehen nun die bedeutenden Ausgaben gegenüber, die dem Szápärer Unternehmen bereits durch einen Probeabbau und viele oft zwecklose Schürfungen erwachsen sind. Für so geringe Kohlenschätze lohnt sich kaum die Errichtung eines Bergwerkes, selbst wenn man viel günstigere Abbaubedingungen und leichtere Transportmöglichkeiten hat.“

So schrieb der Verfasser im Jahre 1910, wo er dem oligozänen Kohlenbergbau von Szápár auf lange Sicht keine Hoffnungen gab. Auch VITALIS bestätigt dies in seinen Schriften. Nur in einem kann ich ihm nicht recht beipflichten. Er veranschlagt die Mächtigkeit des Szápárer Oligozänflözes auf 3·7 m. Das kann sich nur auf das in einer kurzen Strecke ausgebildete „Paradeflöz“ beziehen, wie es den Interessenten anfang der Zehnerjahre vorgeführt wurde. Dagegen sprechen alle Bohrungen, die schon im näheren Umkreis des damaligen Friedrichschachtes bis zum Jahre 1914 durchgeführt wurden, und die ich in jener Zeit streng wissenschaftlich bearbeitet habe.

Wenn ich trotz dieser Tatsache den Kohlenvorrat der Szápárer Oligozänformation auf fast eine Million Tonnen bezifferte, während VITALIS sie im Jahre 1927 nur auf 0·6 Millionen veranschlagt hat, so bleibt meine Anschauung nach den vorliegenden Schürfungen wohl nicht „übertrieben“, wie VITALIS meint. Die Erklärung für diese kleine Meinungsabweichung ist in dem Umstande zu suchen, dass ich auch Kohle=führende Gebiete in Einrechnung zog, über die lediglich nicht der Geologe, sondern der Bergmann mit seinen praktischen Erfahrungen darüber richten kann, welche Kohlenreviere für einen erfolgreichen Bergbau in Betracht kommen. Und da kommt als wertvollste Frage hinzu: Lohnt sich der Abbau, wenn sich die Kohle verschwelen lässt, können wir daraus die für Ungarn eminent wichtigen Leichtöle gewinnen?

Anschliessend an diesen speziell den Kohlenbergbau streifenden Teil der im grossen Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár entwickelten Oberoligozänschichten sollen diese in ihrer Entwicklung übertage, soweit man sie dort verfolgen kann, wie in ihrem allgemeinen Gesamtaufbau auch nach der Tiefe zu, nach den Ergebnissen der zahlreichen im Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár durchgeführten Tiefbohrungen folgende kurze Zusammenfassung erhalten.

Im Hangenden haben wir generell im Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár eine Süsswassergruppe, den oberen Abschnitt der chattischen Stufe mit nur lokalen Kohlenbildungen, durchzogen von Bitumenbändern. Trotz ihrer Süsswasserfazies bleiben sie doch die Äquivalente der gleichalterigen marinen *Pectunculus=obovatus*=Schichten im Bereiche von Ungarisch=Transdanubien.

Übertage finden wir sie in kleinen Ausbissen bei der Szápárer Mühle und am Fusse der Weinberge von Szápár. Einen weiteren prächtigen Ausbiss dieser Kohle=führenden Serie haben wir bei der Szilvár=Mühle, etwas westlich zwischen Jásd und Csetény gelegen. Unter Konglomeraten hat die Erosion Sandsteinlagen, unterteuft von Tonen freigelegt, die oligozäne Braunkohlenbildungen mit harzigen Bitumeneinlagerungen führen. Ähnliche Ausbisse dieser oligozänen Süsswassergruppe finden wir bei Csernye, Nagyesztergár¹ und Bakonyánána, wo sie durch die nachträglichen Kohlenforschungen im Oligozän von VITALIS weiter bestätigt werden. Die oberoligozänen Kohlen=führenden Süsswasserschichten, die ich bei Bakonyánána übertage anstehend antraf, liegen am Wege von Bakonyánána nach dem Kányáserdő. Einzelheiten erübrigen sich um das Kapitel in einem entsprechenden Rahmen

¹ In den zwanziger Jahren soll man diese oberoligozänen Kohlen unweit der Schmiede am Nordausgang des Do.fes Nagyesztergár, zu beiden Seiten des zur Anyópuszta (Flóra-major) führenden Weges erbohrt haben. Dieser Kohlenhorizont soll hier in geringer Tiefe entwickelt sein, in einer Stärke von 0·8 m und zwar zu oberst Lignit, darunter ein Streifen harziger Kohle und ein 8 cm starkes Band von Pechkohle. Die Kohlenbildungen des Oberoligozäns scheinen unter die Häuser von Esztergár zu streichen, da auch Brunnen des Dorfes auf Kohle gestossen sind. Ein Brunnen in der Nachbarschaft der Schmiede soll in Kohle stehen. Nach den Ergebnissen einer Tiefbohrung gleich nordwärts Veim=puszta, haben wir auch dort oligozäne kohlige Bildungen entwickelt in 0·9 m Stärke, aber völlig verschiefert.

zu halten. Nur das muss noch hervorgehoben werden, dass die übertage im Hügellande zwischen dem ersten und zweiten Wegkreuz anstehenden oligozänen Kohlenbildungen wieder eine rein lokale, und nicht bergbaulich nutzbare Ablagerung darstellen, wie die auch in Bakonynána abgestossenen Tiefbohrungen beweisen.

Erweitern wir unser Bild über den Aufbau der Oligozänformation im Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár durch die Ergebnisse aus den zahlreichen, hier durchgeführten Tiefbohrungen und Schürfungen, so muss in Bezug auf die oberoligozäne Süswassergruppe zusammenfassend folgendes betont werden. Diese Schichtgruppe besteht aus lockerem Konglomerat, mürben Sandsteinen mit Tonlagen und Lignitresten, Braunkohlenschiefern, bauwürdigen Kohlenbildungen aber nur bei Szápár, wie hervorgehoben werden muss, weiter sandigen Tonen und Schotter, wozu gegen Dudar und Bakonynána Quarzitschotterlagen und grüngraue, feste Tone das Absatzbild vervollständigen. Diese Schichten der oberoligozänen Süswassergruppe wechseln in den einzelnen Bohrungen so mannigfach, dass es unmöglich ist profilmässig innerhalb dieser Süswassergruppe Horizonte auszuscheiden. Ausser den Kohleneinlagerungen in dieser Süswassergruppe bei Szápár, der Szilvár-Mühle und in Bakonynána haben wir noch einen kohligen Horizont zwischen Nagyesztergár und Veimpuszta, von ziemlich ansehnlicher Ausdehnung, wenn man dies aus den wenigen Schürfungen bei Nagyesztergár schliessen darf. Es handelt sich hier aber um unreine, also nicht bauwürdige oberoligozäne Braunkohle mit kohligen Tonschichten und braunem Kohleschiefer in Stärken bis zu 0·9 m, die für einen ernstlichen Bergbau nicht in Betracht kommen. Das bleibt das Gesamtbild der oberoligozänen Süswasserformation im Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár. Die Mächtigkeit der oberoligozänen Süswassergruppe des Chattien bleibt natürlich gemäss den Absatzbedingungen schwankend, und bewegt sich etwa zwischen 40 m und 130 m, soweit dies aus den zahlreichen Tiefbohrungen entnommen werden kann.

Darunter folgt die marine Schichtgruppe, der *Clavulina szabói*—Horizont, den ich im Gegensatz zu VITALIS¹ schon aus Pietätsgründen und historisch in der ungarischen Literatur um die so verdienten ungarischen Gelehrten Prof. J. VON SZABÓ, wie MAX. VON HANTKEN beibehalten möchte.

Übertrage treten diese Schichten in unserer Mulde nur in lokalen Auswaschungen auf und zwar überlagert von Löss bei Szápár, neben dem nach Jásd führenden Wege an der Westseite des Szápári-hegy, von wo sie HANTKEN erwähnt,² weiter bei Jásd an dem westlichen Ende der Weingärten am Poroshegy und am Südrande der Ortschaft Bakonynána, an dem nach Olaszfalu führenden Wege.

In ihrer Entwicklung zeigen sie in den höheren Schichten eine rein tonige Ausbildung mit zahlreichen Foraminiferen und Muschelbruchstücken, die den *Clavulina szabói*—Horizont so gut charakterisieren. In den tieferen Abschnitten nehmen an der Zusammensetzung auch mehr sandige Bildungen teil, sodass sich oft weiche Sandsteinbänke einschalten, wie auch Tone mit weichen Konglomeratlagen. In dieser sandigen Fazies fehlen meistens die organischen Reste. Hierzu treten in diesem unteren Abschnitt auch sandige Mergel, Tonmergel und Schiefertone mit Foraminiferen und Muschelbruchstücken.

¹ In der mehrfach zitierten Arbeit von VITALIS heisst es: „HANTKEN nannte den an Foraminiferen reichen Liegendton Kleinzeller Tegel, heute wird derselbe eher Oligozänforaminiferentonmergel genannt.“ Die Arbeit, auf die VITALIS verweist, heisst aber: M. v. HANTKEN „Die *Clavulina Szabói* Schichten“. Mitteilung a. d. Jahrbuch d. K. Ung. Geolog. Anstalt, Bd. IV. 1875.

² Heute sind sie dort übertage verschwemmt.

Das bleibt der Aufbau dieser Serie, wie wir sie von den zahlreichen Tiefbohrungen im Bereiche der Szápár Kohlenfelder kennen.

Wir können einen Teil dieser gegen die Tiefe auftauchenden sandigen Fazies, dort wo organische Reste gänzlich fehlen, mit grösster Wahrscheinlichkeit als Kontinentalbildungen der Oligozänformation ansprechen und sie der grossen intraoligozänen Denudationsperiode des Rupélien zuweisen. Darauf deuten auch die zahlreichen in diesen Bildungen auftretenden Kohlenspuren, die auf abgetragener ehemalige am Rande des Bakonygebirges entwickelte Kohlenfelder des höheren Eozäns hinweisen. Die mergelig-sandigen darunter folgenden Liegendschichten mit Muschelbruchstücken und Foraminiferen, welche aus Tiefen von 300 m und darüber hinaus durch Maschinenbohrungen gefördert wurden, möchte der Verfasser als unterstes marines Oligozän, also als Priabonien bezeichnen. In dem Bohrmehl sind nur organische Trümmer zu beobachten, sodass eine sichere Identifizierung dieses untersten Oligozänkomplexes mit dem Mergelsandstein von Csernye, wie den Schichten von Piszke, oder dem Budaer (Ofener) Mergel leider paläontologisch nicht scharf bewiesen werden kann. Es spricht aber die grosse Mächtigkeit der im Szápár Revier entwickelten Oligozänmasse, die bei der grossen Tiefbohrung E. am Südhang des Szápár-hegy (Schanzberg), einen Betrag von über 500 m erreichte, ohne das Eozän anzufahren, mit grösster Wahrscheinlichkeit für eine solche Auffassung.

Nach Westen, gegen Bakonyháza und Nagyesztergár nimmt diese beschriebene, oligozäne Schichtenentwicklung an Mächtigkeit stark ab und sinkt bei Nagyesztergár selbst auf eine durchschnittliche Stärke von 42 m zurück, um bei Kardosrét auf 23 m, ja bei Zirc selbst auf 15 m, und hier auskeilend endlich auf ein Nichts zurückzugehen. Das marine Unteroligozän, wie die mitteloligozänen Kontinentalbildungen sind dort nicht mehr! Wunderbar im Einklang dazu bleibt im Alttertiärbecken von Duda-Nána-Szápár das damals entwickelte Ansteigen des Grundgebirges gegen Westen, gegen Nagyesztergár, Zirc und Kardosrét: Dort gibt es keine wesentlichen Tiefen mehr bis zum Grundgebirge der Trias, Jura, Kreide. Hand in Hand damit laufen die so wechselvollen Strandfaziesbildungen des Alttertiärs in diesem Küstenbereich. Dort können die hier beschriebenen Oligozänschichten, welche so abwechslungsreich in der Alttertiärmulde von Duda-Nána-Szápár entwickelt sind, allmählich aus, wobei die Bruchbildungen und Schichtenbiegungen der endkretazischen Zeit den Rahmen liefern. Die Absätze in dem grossen Zeitabschnitt der Oligozänperiode am Fusse des östlichen Bakonygebirges bleiben damit ausschnittsweise genügend erläutert und fassen, wie das betont werden muss, auf streng wissenschaftlichen Forschungen, wie gründlich überprüften Bohrergebnissen.

Die Schürfungen auf Kohlen am Westrand des Vértés haben diese hier niedergelegten Kenntnisse über den Aufbau der Oligozänformation in Ungarisch-Transdanubien nicht unwesentlich erweitert. Es bleibt ein in der geologischen Literatur noch nicht eingeführtes Verdienst von E. VADASZ, einmal in diesem Abschnitt die grosse intraoligozäne Transgression aus den dort durchgeführten Bohrungen mit klassischen Beispielen belegen zu können. Andererseits konnten wir aus unseren dort gesammelten Erfahrungen bei Mór feststellen, dass umgekehrt wie im Bakonygebirge der oberste Abschnitt des Oligozän, also des Chattien, rein marin entwickelt ist, der *Clavulina szabói*-Horizont umgekehrt aber in Süsswasserfazies erscheint. Es bleibt ein ständiges Aufsteigen und Absinken der Erdkruste in Transdanubien zu jener Zeit erwiesen, die eine stratigraphische Vereinheitlichung unmöglich macht, aber gerade aus diesem Grunde für unsere wissenschaftlichen Forschungen so anziehend bleibt.

B) DIE EOZÄNEN ABLAGERUNGEN IM GROSSEN ALTERTIÄR- BECKEN VON DUDAR—NÁNA—SZÁPÁR MIT IHREN BRAUN- KOHLENBILDUNGEN.

Unter diesem Oligozänkomplex, der hier ja nur knapp geschildert wurde, aber ein reiches durch Tiefbohrungen gestütztes Material zur Grundlage hat, folgen dann die Eozänschichten in dem weiten Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár mit ihren Braunkohlenbildungen. Sie bleiben übertage verhältnismässig spärlich entwickelt, nimmt doch der Löss an der Oberfläche den Hauptraum ein. Der am Gebirgsrande auftauchenden Eozänschichten am Westsaum der Bucht von Kisgyón, unweit Inotapuszta wurde bereits in einem früheren Kapitel gedacht. In unserem Alttertiärbecken selbst taucht das Eozän entlang von Verwerfungen zwischen Szápár und Inotapuszta an die Oberfläche. Diese Eozän-gesteine sind durch Brüche aufgedeckt, die das umgebende Land einmal im Gebiete des Vargahegy, südwärts von Szápár, horstartig herausheben. Andererseits werden sie an den Westflanken der mit den trigonometrischen Höhenkoten von 278 m und 248 m bezeichneten Hügel entlang von Nordwest—Südost streichenden Blattbrüchen in aufgekippten Keilschollen aus der Lössdecke an den Bruchrändern herausgehoben, wie dies ja auch aus der tektonischen Kartenbeilage zu entnehmen ist.

Diese Eozänschichten gehören in ihrer Ausbildung dem gleichen Typus an, wie wir ihn aus dem Bakonygebirge bereits in der eozänen Randbucht von Gyón kennen gelernt haben, also in einer Fazies, die stark den Fornær Schichten genähert bleibt, nur dass die Miliolidenkalkbänke meist fehlen. Wir kennen diese hier nur am Nordabhang des Vargahegy bei Jásd, wo sie mit ausgewitterten Nummulinen übertage anstehen. Betont muss werden, dass dieser oberste Eozänkomplex, soweit wir diesen an der Oberfläche anstehend entwickelt finden, in erster Linie aus Molluskenmergel mit *Velates schmidelianus*, *Natica sigaretina*, *Cytherea*, Squaliden-artigen Zähnen und diese begleitenden, hier aber doch zurücktretenden Nummulinen besteht, wie dies der Eozänaufbruch am Westhang der in 248 m kulminierenden Scholle nördlich Inotapuszta zeigt. Westwärts hiervon, am Westhang des mit Kote 278 bezeichneten Hügels, finden wir übertage ein ähnliches Bild. Im Hangenden lagert hier der gleiche eozäne Molluskenmergel, worunter sich Nummulinen-führende Bänke einstellen. Im Südostabhang des Vargahegy bei Jásd treten eozäne Nummulinenmergel zutage, in denen nur in einzelnen Partien die Mollusken reichlicher auftreten, worunter hier an den Hängen Nummulinentone zu beobachten sind. Im Gebiete der Weingärten von Jásd finden sich wieder an der Oberfläche die gleichen Molluskenmergel mit *Velates schmidelianus*, *Natica*-Arten, Formen die hier leider nur in Gestalt von Steinkernen erhalten geblieben sind, sowie Mergelbänke sehr reich an Nummulinen, die teilweise auch den Molluskenmergel durchziehen. In solcher Form wechseln in dem sehr gleichen Mergelgestein muschelreiche Bänke mit von Nummulinen erfüllten Schichten ab. In ganz ähnlicher Entwicklung tauchen die Eozänschichten bei Bakonynána und Veimpuszta im Bereiche unserer Alttertiärmulde als mergelige Nummulinenkalke und Molluskenmergel auf. Soweit hier ein Bild von den Eozänschichten, die das grosse Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár erfüllen, wie man sie dort übertage verfolgen kann.

Der Aufbau dieser Eozänserie wird nach der Tiefe zu durch die hier niedergebrachten Tiefbohrungen der Ungarischen Allgemeinen Kohlenbergbau A.-G. weitreichend ergänzt, und die späteren in diesem Alttertiärbecken durchgeführten Schürfungen, die dem Verfasser nicht im Einzelnen bekannt sind, dürften einen ganz analogen Schichtenaufbau in diesem Gebiete angetroffen haben.

Genauere Bohrprofile anzuführen bleibt für diesen kurzen Ausschnitt der Geologie des Bakonygebirges überflüssig. Hier mag nur nach den wissenschaftlichen Untersuchungen des erbohrten Materials eine kurze allgemeine Zusammenfassung folgen.

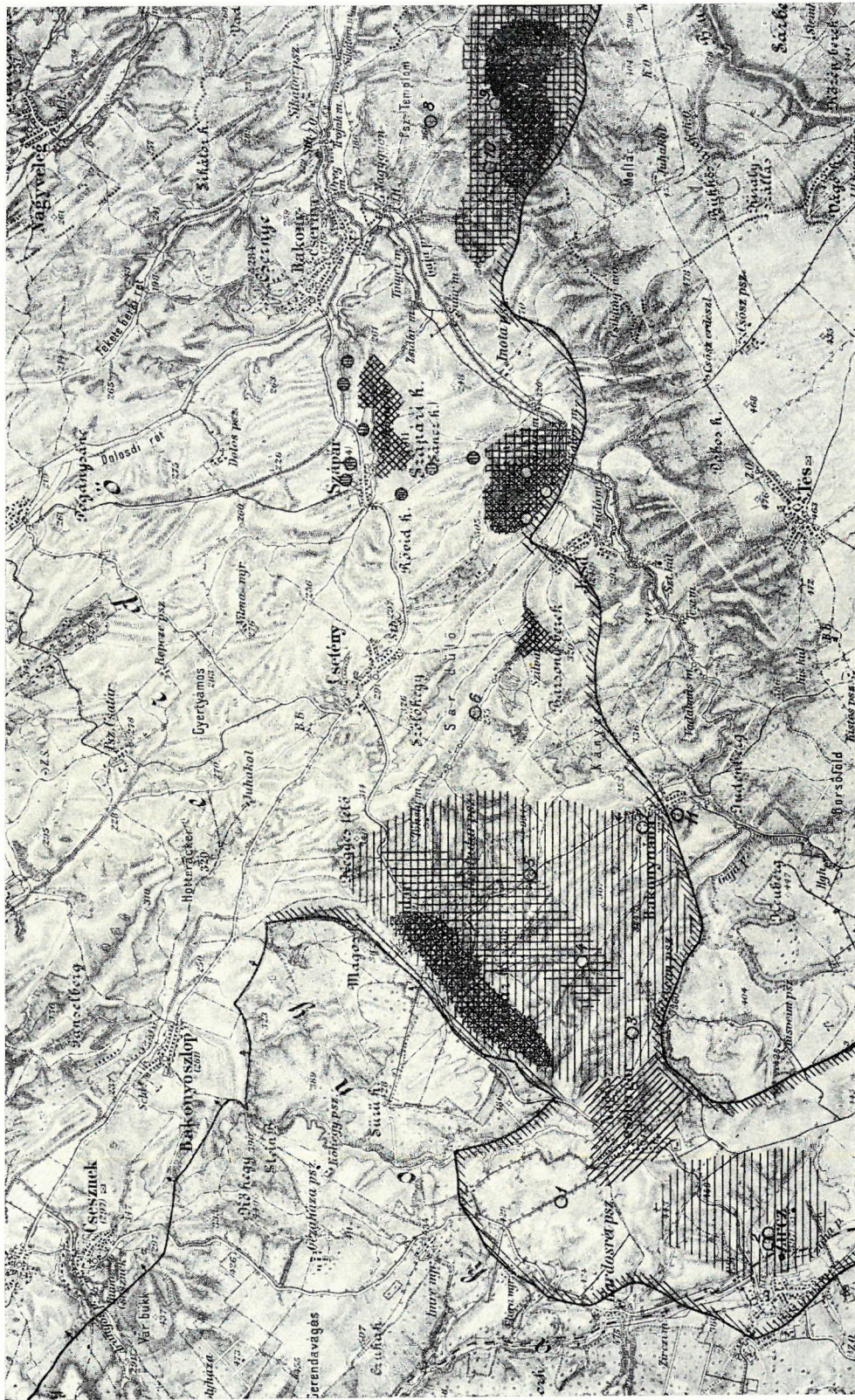
Das Eozän am Vargahegy bei Jásd zeigt, abgesehen von den hier oberflächlich bereits entwickelten Eozänschichten, folgende Schichtenentwicklung. Zuoberst marine Absätze und brackische Bildungen mitunter in Wechsellagerung. Da haben wir auf der Höhe gelben Nummulinenkalk gefolgt von muschelführenden Tonen in Brackwasserfazies. Hangabwärts schon am oberen Rand des Jásder Weingebirges haben wir gleiche marine und in brackische Schichten übergehende Sedimente, Muschelmergel mit *Anomia (Paraplacuna) gregaria*, und Mergel mit *Nummulina striata*. Auf der Höhe des Vargahegy haben wir eine Süßwasserentwicklung im Eozän mit Tonen und tonigen Sanden, unterbrochen von zwei Flözhorizonten. Das sind aber, wie betont werden muss, keineswegs abbaufähige Kohlen, sondern tonige Kohlen. Gegen Westen, hangabwärts im Weingebirge, haben wir als Äquivalent Kohleschiefer, eine Brackwasserbank mit *Anomia (Paraplacuna) gregaria*, kohligem Süßwasserton und auch ganz reine Tone. Auf diese Süßwasserschichten folgen nach der Tiefe reine Kontinentalablagerungen im Gesamtbereich des Vargahegy bei Jásd. Es sind sandige Tone, graurötliche, geflammte Tone und tonige Sande auf die das Grundgebirge, der Turrilitenmergel des oberen Albien der Kreidezeit folgt. Die Schichtenmächtigkeit des Eozäns in diesem Abschnitt unserer Alttertiärmulde schwankt zwischen 40 m (im Zentralteil des Vargahegy), 76 m (am Westhang des Vargahegy) und 8 m (an seinem Südhang). Was nun die hier entwickelten Kohlenbildungen selbst anbelangt, so möchte ich in diesem auch den Bergbau streifenden Kapitel besonders betonen, dass diese Kohlen im Bereiche der weiteren Umgebung von Jásd sich als vollkommen unbauwürdig gezeigt haben. Bewiesen wird dies durch einen Versuchsbergbau, der am Westhang des Vargahegy bei Jásd auf kurze Zeit eröffnet und später wieder eingestellt wurde, obwohl dieses Bergbaufeld das allergünstigste in diesem ganzen Gebiete blieb.¹









Dringen wir weiter gegen den westlichen Teil des Alttertiärbeckens vor, so haben wir in Bezug auf die Eozänentwicklung untertage folgendes Bild.

Am nordöstlichen Rande der Alttertiärmulde von Dudar—Nána—Szápár, die ja, wie betont werden muss, nach dieser Richtung geöffnet bleibt, lagert das Eozän bereits in grossen Tiefen. Es konnte durch eine Bohrung, 1³/₄ km südwärts Csetény gelegen, unter einem rund 300 m starken, durchörterten Oligozänhangend noch nicht erschlossen werden. Nach Westen, in der eigentlichen Mulde wurden mit den durchgeführten Schürfungen die Eozänabsätze restlos aufgeschlossen. Eine Ausnahme bildete nur eine bei Bakonynána nordwärts der grossen Sprunglinie Nána—Esztergár abgestossene Bohrung am Nordwestausgang des Dorfes, die in den Oligozänschichten in 186 m Tiefe leider verunglückte. Sehr interessant gestaltet sich hingegen ein weiteres Bohrprofil zwischen Dudar und Bakonynána, also im Zentralteil unserer Alttertiärmulde, einen Kilometer südwärts von Kisdudar gelegen. Hier hatten wir nach einem vom Verfasser im Jahre 1911 zusammengestellten Bohrbericht unter einem 210 m starken Schichtenkomplex, gebildet aus Mediterranschotter, oberoligozänen Mergeln und Sanden, wie Tonen des *Clavulina szabói*-Horizontes und Budaer (Ofener) Mergel, eozäne graue sandige Mergel mit Muschelfragmenten (*Cytherea*, *Lucina* Cerithien) und zahlreichen Nummulinen (*N. striata*, *N. lucasana*) in 9 m Stärke

¹ Einzelheiten anzuführen, erübrigt sich wohl in dieser von geologischen Gesichtspunkten zusammengestellten Arbeit, obwohl der Verfasser darüber ein reiches Material besitzt.

Fig. 26.
BERGBAULICHE ÜBERSICHTSKARTE DER ALTERTIÄRMULDE VON DUDAR—NANA—SZAPÁR.
(Ein theoretischer Entwurf 1928.)



-  Grenze der Senke gegen das Grundgebirge.
-  Schwächer verschieferte meist bauwürdige eozäne Koble.
-  1011 Tiefbohrungen der M. A. K.
-  Tiefbohrungen bei Szapár.
-  Verschieferte oder schlechte eozäne Koble von 250-300 m.
-  Verschieferte eozäne Koble bis 200 m und mehr.
-  Original eozäne Koble teilweise bauwürdig.
-  Verschieferte eozäne Koble unter 250 m Stärke.

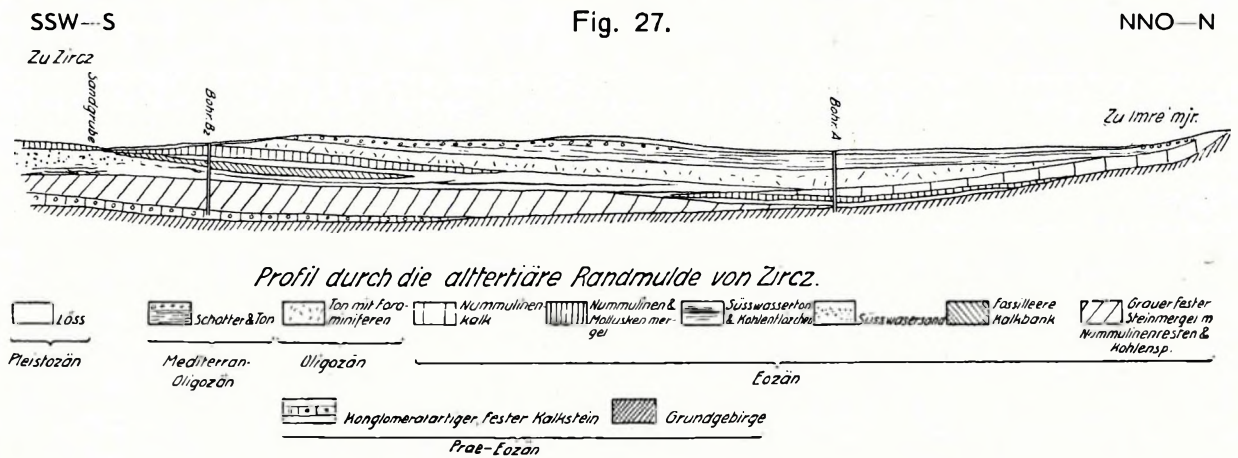
erreicht. Darauf folgten eozäne Süßwasserbildungen mit einem unbauwürdigen schwachen Braunkohlenflöz bis zu einer Tiefe von rund 237 m, also in einer Stärke von 18 m, worauf das Grundgebirge, der Turrilitenmergel der Kreide erreicht wurde. Ganz ähnlich bleibt der Schichtenverlauf in unserer Mulde gegen Nagyesztergár hin. Aber abgesehen von den mediterranen Schotterbildungen, wird der oligozäne Schichtenkomplex, wie das dort entwickelte Eozän in seiner Mächtigkeit immer schwächer. Es erreicht gleich nordwärts Veimpuszta in unserem Alttertiärbecken nur noch folgende Beträge: Marine Hangengruppe, Nummulinenführende Tone, Mergel und mürbe Sandsteine rund 22 m mächtig; darunter Brackwasserschichten mit *Cytherea*-Schalen, nicht einmal 3 m stark, und endlich die eozäne Süßwassergruppe, die kaum einen Betrag von 9 m besitzt und nur eine kohlige Bildung von 0.35 m enthält. Ich betone dies in Bezug auf die eozänen Kohlenablagerungen im Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár deshalb, weil ich mich mit den von VITALIS 1. c. ausserordentlich rosig ausgemalten Zukunftsmöglichkeiten für einen Bergbau auf eozäne Kohlen in diesem Abschnitt des Bakonygebirges keineswegs befreunden kann. Er schildert in seinem Aufsatz ein Kohlenlager bei Dudar, das er recht prägnant „als volkswirtschaftlich von Bedeutung“ hervorhebt, und mit einem Vorrat von 40 Millionen Tonnen beziffert. Die Ungarische Allgemeine Kohlenbergbau A.-G. hat in dem Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár nicht weniger als sechs, zwischen den Ortschaften Dudar und Nagyesztergár etwas weiträumig gruppierte Schürfungen angelegt und bei Jásd sieben enger zusammengelegte Tiefbohrungen auf den Rat des Verfassers vor Jahren durchgeführt. Überall wurden entweder nach Qualität oder Stärke nur unbauwürdige eozäne Kohlen angetroffen. Wie in dem Gebiete des Alttertiärbeckens von Dudar—Nána—Szápár die Kohlenlager sowohl im Oligozän wie im Eozän nach den mir vorliegenden Bohrprofilen entwickelt sein dürften, das mag die angeschlossene Beilage: „Bergbauliche Übersichtskarte der Alttertiärmulde von Dudar—Nána—Szápár“ bildlich in Fig. 26, Seite 109 erläutern, die vom Verfasser bereits in dem Jahre 1928 zusammengestellt wurde und dem Leser natürlich nur als ein theoretisches Kartenbild erscheinen soll. Zum Ausgang dieses Kapitels aber noch ein besonderes Wort: Nur ein Umstand könnte in diesem eozänem Kohlengebiet des Bakonygebirges dem Bergbau auf die Beine helfen, nämlich ein reichlicherer Gehalt der Kohlen an Teerstoffen, der eine Verschelung und die Gewinnung der für das Ungarland so wichtigen Öle ermöglichen würde: Dann möchten sich meine Anschauungen so rosig färben, wie die von STEFAN VITALIS.

DIE ZIRCER EOZÄNMULDE.

Unser vorher besprochenes Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár führt, wie dies bereits betont wurde, zwischen den beiden Gebirgstafeln ohne scharfe morphologische wie tektonische Trennungslinien bei Nagyesztergár zur Zircer Eozänmulde. Diese wird tektonisch durch folgende Bruchsysteme begrenzt, welche auf der tektonischen Übersichtskarte klar ersichtlich sind. Im Norden haben wir das Staffelbruchland am Nordrande der Eozänmulde von Zirc, im Westen den grossen Cuhabruch, im Süden aber die Bruchschuppen um Olaszfalva. Diese drei tektonischen Einheiten scheiden die Zircer Eozänmulde nach diesen drei Himmelsrichtungen von den dort über ihr aufstrebenden Gebirgsmassen der Trias, des Jura und der Kreide. Abgesehen von dem nie fehlen-

den, bis 10 m starken Löss wird diese Senke erfüllt von den über Eplény-puszta hierher gewanderten, untermediterranen Schottern und Sanden, unterteuft von Oligozän und Eozän. Von diesen Alttertiärschichten innerhalb der Zircer Eozänmulde ist nur das Eozän übertage in der sogenannten Sandgrube der Zircer Abtei aufgeschlossen. Es wechseln hier vom Hangend zum Liegend feine kalkige Mergel mit Nummulinenbänken von 3—4 m Gesamtmächtigkeit, unterteuft von einer dünnen 0·3 m starken Tonbank, weiter 0·5 m starke, fossilreiche Tone und Tonmergel brackischer Natur mit *Anomia* (*Paraplacuna*) *gregaria* und *Congerina eocaena*, die wieder ein 0·10 m starkes Tonband mit Kohlespuren unterteuft. Darunter folgen Sandschichten mit Ton, oben sehr fein, gleichsam staubförmig, weiter nach unten grobkörnig mit feinen, konglomeratartigen Zwischenbänken in etwa 10 m Stärke.

Schon nach einem so prächtigen Aufschluss übertage, der ähnliche Ästuarienabsätze widerspiegelt, wie wir solche von der eozänen Randbucht von Gyón und im Alttertiärbecken Dudar—Nána—Szápár bereits



kennen gelernt haben, war geboten die Zircer Eozänmulde bergbaulich zu erschürfen. Die Ergebnisse dieser Bohrungen, die unser geologisches Bild in Bezug auf die alttertiären Ablagerungen in der Zircer Eozänmulde erweitern, ergänzen auch unsere Erfahrungen, die wir im Bereiche des Eozänkomplexes, sei es bei Csákberény, bei Gyón, bei Nagyesztergár, Dudar oder Bakonyána gesammelt haben. Die Schichtenfolge der Eozänformation bleibt in diesen durchteuften, kaum 3 km voneinander entfernten Feldern bei Zirc—Kardosrért ganz verschieden. Damit wird wieder auch jener, in der Zircer Eozänmulde recht ausgeprägte rasche Fazieswechsel in diesen Senkungsfeldern des Bakony, in der Zeit des Eozäns bewiesen. Für den Geologen wird es dann ehrlich eingestanden — und die Wissenschaft geht mit der Ehrlichkeit Hand in Hand — unmöglich die einzelnen einander entsprechenden Elemente aus solchem vorliegenden und wohlgesichteten Material aus den Absätzen der Eozänzeit mit überzeugender Sicherheit herauszufinden. Daher will das obige, nach den Bohrproben konstruierte Profil in Fig. 27 keinen Anspruch auf absolute Genauigkeit machen. Dazu liegen die Verhältnisse zu kompliziert, und bleiben auch die durch die Bohrungen geschaffenen Aufschlüsse in ihrer Zahl zu gering. Das Profil will lediglich den mutmasslichen Verhältnissen Rechnung tragen und andeuten, wie man sich etwa den Absatz der Sedimente in unserer Mulde im Alttertiär vorzustellen hat. Untermediterrane und oberoligozäne Bildungen sind im Zircer Becken ebenso vorhanden, wie in der grossen Dudar—Nána—Csernyer-Senke. Die Braunkohlenbildungen fehlen aber hier. Das Hauptverbreitungsgebiet des Oligozäns ist der nördliche Teil der Mulde, und

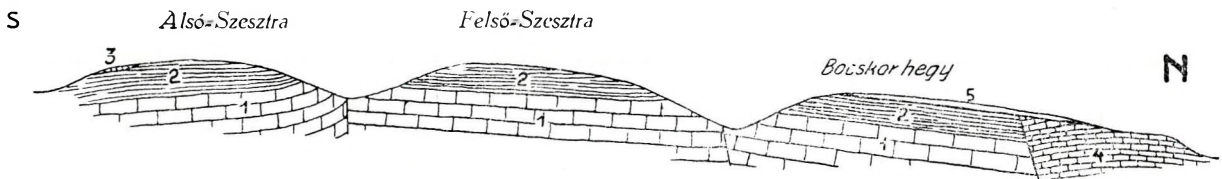
ebenso finden sich nur in diesem Gebiet die tieferen Schichten des Oberoligozäns, die oligozänen Tone mit Foraminiferen des *Clavulina szabói*-Horizontes (Kleinzeller Tegels). Im Süden mögen diese Schichten vielleicht ehemals auch entwickelt gewesen sein, aber später sind sie dann sicher abgetragen worden. Es folgt nun der Eozänkomplex. Im Norden beginnt er mit einer festen Kalkbank aus Nummulinen, die unserem Hauptnummulinenkalk gleicht und nordwärts, direkt auf dem Dachsteinkalk des Grundgebirges gelagert, zutage streicht. Darunter folgen im nördlichen Teil unserer Mulde die marinen Molluskenschichten und auf diese ein brackischer Tegel mit einer kohligen Zwischenlage. Unter ihm lagert hier gleich das Grundgebirge in Form des Liasdachsteinkalkes. Ganz anders bleibt aber das geologische Bild im Süden, dicht bei Zirc. Hier beginnt das Eozän mit den marinen Molluskenschichten, die mergeligkalkige Nummulinenlagen führen, darunter kommen bereits Süßwasserschichten mit einem kleinen tonigen, schlechten Kohlenflözchen. Merkwürdigerweise stellt sich darunter eine feste, harte, fossilere Kalkbank ein. Ob sie marin ist oder zur Süßwassergruppe gestellt werden muss, mag dahingestellt bleiben. Sicher unterlagert sie unmittelbar ein kleines eozänes Kohlenflöz, das von Süßwassertonen und kohligen Bildungen gefolgt wird. Südwärts, mehr nach der Sandgrube der Gemeinde, werden diese tonigen Sedimente durch Süßwassersande ersetzt, die wohl durch die Zuflüsse aus dem Gebirgsinneren herbeigeführt wurden. Das Merkwürdigste bleibt aber folgendes. Man sollte erwarten, dass nun unter der Süßwasserzone, ähnlich wie im Nordteile der Zircer Mulde, unmittelbar das Grundgebirge folgt. Das ist aber keineswegs der Fall. Es lagert vielmehr ein ziemlich mächtiger Komplex eines steinigen Mergels darunter, der dickschalige Muschelbruchstücke und Nummulinenfragmente, allerdings sehr vereinzelt, führt. Er enthält Quarzkörnchen und Kohlespuren. Wir können wohl daraus den Schluss ableiten, dass wir es mit einem eozänen, wahrscheinlich marinen Sediment zu tun haben. Darunter folgt ein konglomeratartiger, aus verschieden gefärbten Kalken zusammengesetzter Kalkstein und unter diesem feine Kalksande. Das eigentliche Grundgebirge aber muss unmittelbar dieser Kalk- und Kalksandzone folgen. Wir sehen, wie uns also hier die Theorie im Stiche lässt, wie nicht, wie in den meisten eozänen Beckengebieten des ungarischen Mittelgebirges, das Eozän mit Süßwasserbildungen beginnt, darauf die Brackwasserschichten folgen und endlich die marine Serie einsetzt. Wir müssen im Zircer Becken annehmen, dass nach der Transgression der Thetis, welche die steinigen Mergel im Süden absetzte, im oberen Mitteleozän eine Hebung erfolgte, die dieses Gebiet dem Meere entriß. Im Norden mögen die ehemaligen marinen Bildungen der ersten Transgression bei dieser Trockenlegung fortgeführt worden sein. Jedenfalls beginnt jetzt die eigentliche Süßwasserperiode, und die Braunkohlenbildung, die sich im Süden an die marinen, eozänen Sedimente anlehnt, gelangt erst später im Norden auf dem freigelegten Grundgebirge zum Absatz. Der Hebung in unserer Mulde folgt eine Senkung und damit eine neuerliche Transgression des Meeres, welche die marinen Molluskenschichten im Norden und Süden und die Nummulinenkalksteine bei Imremajor im Norden niederlegt. So, oder ähnlich mögen vielleicht die Verhältnisse gelegen haben.

Mit dieser kurzen Schilderung des Baues der Zircer Eozänmulde haben wir ein weiteres Beispiel aufgezeigt, dass die so wechselreichen paläogeographischen Entwicklungen im Bereiche der Eozängebiete von Ungarisch-Transdanubien erläutert. Viele Ähnlichkeiten haben wir in diesen Bezirken, aber niemals eine Gleichheit, und jedes einzelne Gebiet trägt auch seinen individuellen Charakter, was in den später erscheinenden Arbeiten über die Regionale Geologie des Bakonygebirges auch für den Westteil dieses Gebirgszuges, also westwärts des Cuhabruches, vom Verfasser dargelegt werden wird.

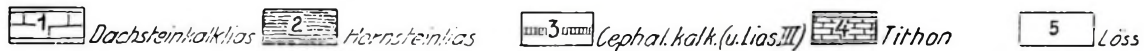
DAS STAFFELBRUCHLAND AM NORDRANDE DER EOZÄNMULDE VON ZIRC.

Wie die tektonische Übersichtskarte zeigt, begrenzen zwei Hauptbruchlinien die Zircer Eozänmulde im Norden und Westen und werden ergänzt durch Nebenrupturen zwischen Kardosrét und

Fig. 28.



Profil durch den Alsó-Szesztra-Felső-Szesztra und Bocskor hegy bei Zircz.



Imremajor, nordwärts von Zirc. Sie gestalten diesen Gebirgsteil zu einem Staffelbruchland. Denn, wenn wir von Süden nach Norden, also von Kardosrét gegen Imremajor schreiten, haben wir die Scholle des Alsó-Szesztra getrennt durch einen Sprung gegen die Höhen des Felső-Szesztra und Bocskor-hegy, der wieder einerseits gegenüber dem Felső-Szesztrahegy, andererseits gegenüber Imremajor durch Sprung und Bruch tektonisch geschieden ist. Er bleibt in sich selbst noch durch eine prae-eozäne Ruptur zerteilt. Diese tektonischen Verhältnisse erläutert ein Profil durch den Alsó-Szesztra—Felső-Szesztra und Bocskorhegy zwischen Kardosrét und Imremajor, das Fig. 28 veranschaulicht. Nach Osten aber begrenzt dieses Staffelbruchland ein Verwerfer, der von Kardosrét gegen Imremajor am Fusse dieser Schollengruppe zieht, während im Westen das tektonische Tal der Cuha dieser in Schollen zerschnittenen Bergmasse eine natürliche Grenze gibt. Der Aufbau dieses Staffelbruchlandes mag kurz folgendermassen charakterisiert werden. Zu unterst lagert übertage in diesen Bergschollen der Liaskalk in Dachsteinkalkfazies, darüber der untere Lias II, bestehend aus dünnbankigen, fossilarmen, tonhaltigen Kalken mit Hornsteinbändern und Hornsteinlinsen, wie dies Fig. 29 klar zum Ausdruck bringt, wo der Hornstein

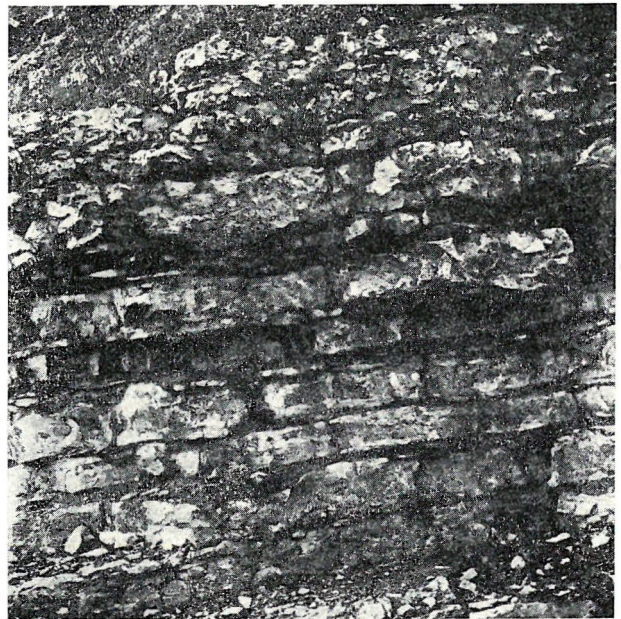


Fig. 29. Aufschluss im unteren Lias II. auf dem Alsó-Szesztra im dunklen Tonkalk mit Hornsteinbändern und Linsen.

in der Sonne blitzt. Diesen Schichten des unteren Lias folgt am Alsó-Szesztra eine lokale Scholle von Cephalopodenkalk, dessen nur in Steinkernen entwickelte organischen Reste leider nicht scharf bestimmt werden können. Ich betrachte diesen knolligen roten Kalk auf Grund seiner roten Hornsteinzwischenlagen als Cephalopodenkalkfazies des Unteren Lias III, also des *Coronicieras bucklandi*-Horizontes. Entlang einer alten Verwerfung folgt nordwärts im Gebiete des Bocskorhegy der Tithoncrinoidenkalk, unterlagert von weissen Brachiopodenkalken (*Pygope diphya*-Schichten) des Tithon. Im Bereiche der Alsó-Szesztra-Scholle streicht diese Juraserie Nordost—Südwest mit südöstlichem Einfallen.¹

Jenseits des Sprunges, der die Alsó-Szesztra-Scholle von der Felső-Szesztra-Scholle scheidet, bleibt die Lagerung der Juraschichten anders gestellt und bewegt sich mehr in einem Nordsüdstreichen mit östlichem Einfallen.²

Die nordwärts folgende Scholle des Bocskorhegy zeigt in Bezug auf den Lias ziemlich ähnlichen Schichtenaufbau.³ Auf dem Gipfel des Bocskorhegy werden diese Schichten von Löss bedeckt. Am Nordostrande der Bocskorhegy-Scholle stösst entlang der bereits betonten alten Verwerfung das Tithon an die untere Liasserie. Sie sind bei Flóra-pusztas als weinrote, crinoidenführende, klingende Kalke mit Brachiopoden entwickelt, die fast Ost—West streichen und gegen Süden schwach einfallen.⁴ Am Nordabhang des Bocskorhegy, schon gegen den Cuhahegy, finden wir das längs dem alten Bruche, in Kontakt mit dem Unterlias entwickelte Tithon in Form von roten, stark Crinoidenstielglieder-führenden, plattigen Kalken, nach Süden mit Brachiopoden-führenden Kalkbänken vom Diphya-kalktypus zum Niveau des Lias abgesunken. Die Schichtenlagerung des Tithons in diesem Abschnitt der Bocskorhegy-Scholle zeigt eine leichte Schichtenbiegung oder Umknickung, die ein etwas wechselndes Streichen und Fallen dieser Tithonabsätze bedingt.⁵ Das bleibt der geologische Aufbau des Staffelbruchlandes am Nordrande der Eozänmulde von Zirc.

¹ Am Westrande des Alsó-Szesztra erscheint der Liaskalk in Dachsteinkalkfazies oberhalb des Cuhatales ausgebogen, und lagert im Norden nahe dem, einem Bruche folgenden Quertal Str. N 40°O F 23°O, am Westhang unterhalb dem Gipfel Str. N 30°O F 13°O. Der darüber entwickelte untere Hornsteinlias lagert am Ostrand dieser Scholle Str. N 50°O F 13°O.

² Am Südrand des Felső-Szesztrahegy lagert der Dachsteinkalk Str. N 15°O F 17°O im Norden gegen den Fekete-ér, ostwärts der Eisenbahn Str. N 10°W F 20°O, und ganz analog lagert der Hornsteinlias, also der zweite Horizont des unteren Lias ziemlich auf der Höhe des Felső-Szesztra Str. N 15°W F 20°O.

³ Der untere Lias vom Dachsteinkalktypus lagert neben der Bahnlinie, an der Ausmündung des Fekete-ér in die Cuhá Str. N 15°W F 11°O. Weiter nordwärts an der Eisenbahnbiegung Str. 35°W F 11°O und an der Nordwestspitze des Bocskorhegy Str. N 30°W F 18°O, wie Str. N 20°W F 20°O. Der im Süden der Bocskorhegy-Scholle entwickelte untere Hornsteinlias lagert hier Str. N 5°O F 8°O.

⁴ Str. N 70°W F 9°S und N 75°W F 12°S.

⁵ In einem hier durch Steinbruch geschaffenen Aufschluss lagern diese Schichten mehr nordwestlich Str. N 70°W F 10°N, gegen Südosten aber lagern sie Str. N 70°O F 15°S.

DIE DOPPELTADEL VON MAGOS—SÚRÚ— GERENDAVÁGÁS.

Wie bereits hervorgehoben, werden die Senken des Alttertiärbeckens von Dudar—Nána—Szápár wie die Zircer Mulde nach Nordwesten oder Norden von einer gegenüber dem Hauptgebirgszug des Bakony entwickelten mesozoischen Gegentafel eingerahmt. Man kann diese nach den sie beherrschenden Höhen und der morphologisch tafelartig abradierten, auch ziemlich jung und mässig zerschnittenen Oberflächenform wohl als die „Doppeltafel von Magos—Súrú—Gerendavágás“ bezeichnen.

Der Ostrand dieses Tafelgebietes ist durch einen grossen, im Landschaftsbilde scharf hervortretenden Randbruch gekennzeichnet, der diese Tafel von dem Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár in nordost—südwestlicher Richtung begrenzt, eine Leitlinie, die auf der tektonischen Übersichtskarte klar verfolghar bleibt. Diesen Randbruch erläutert auch die Fig. 3 auf Tafel I. welche erweiternd veranschaulicht, dass diese Tafel in ihrer inneren Struktur nicht ganz ebenmässig bleibt, sondern leichte Wellungen aufzeigt. Durch solchen Bau bleibt es erklärlich, dass längs diesem Randbruch der Hauptdolomit der Obertrias unter dem ihn in Transgression bedeckenden, eozänen Nummulinenkalk doch noch entlang der Wölbungszonen an die Oberfläche tritt. Vor dieser Verwerfung sind in dem hier randlich angelagerten Tertiärschichten des Beckens von Dudar—Nána—Szápár die Untermediterranschichten in Form von Schotterkonglomerat und oft in zu mürbem Sandstein verfestigten Sandbänken ausgebildet. Zur bildlichen Erläuterung dieses südwestlichen Randgebietes der Tafel von Magos—Súrú—Gerendavágás sei ein Profil, Fig. 30 auf folgender Seite beige stellt. Wir sehen dort, wie ein mächtiger Randbruch das Plateau des Magoshegy gegen das Hügelland von Dudar abschneidet, ein prähelvetischer Bruch, durch welchen die hier entwickelten Sandschichten des Untermediterran disloziert wurden. Sie bilden das oberste Glied der hier lagernden Formationen. Darunter folgen Sande und Tone, die nur im Gebiete von Dudar, aber nicht mehr auf dem Plateau des Magoshegy entwickelt sind. Sie sind dem obersten Oligozän, dem kontinentalen Äquivalent der *Pectunculus obovatus*-Zone einzureihen. Hier bleiben sie die unmittelbaren Hangendschichten des möglichen Braunkohlenhorizontes, der auch dort, wie meistens, in bauwürdiger Entwicklung fehlt.

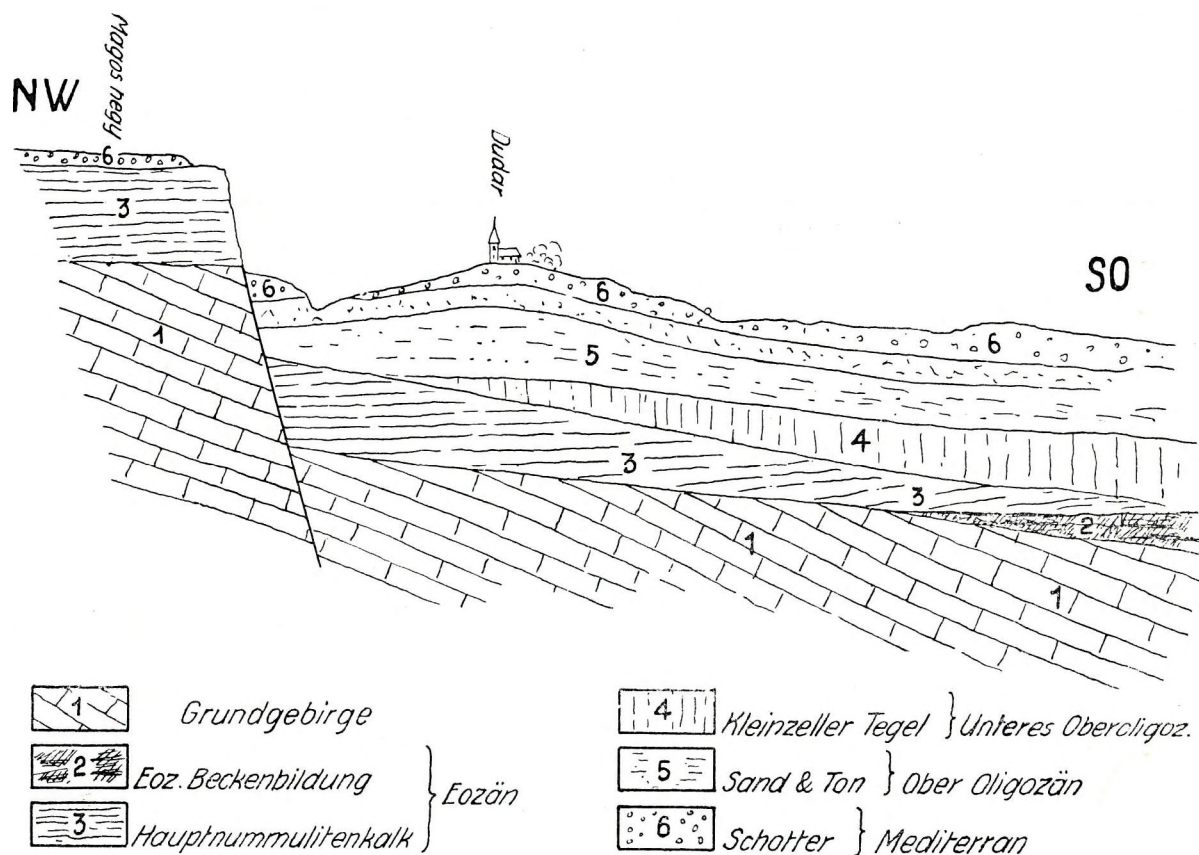
Unter diesen Absätzen folgt der *Clavulina szabói*-Horizont mit seinen so reichlich Foraminiferenführenden, mehr tonigen Absätzen. Darunter haben wir unterhalb des Randes der Tafel Nummulinenkalk in gleicher Ausbildung, wie er dem triassischen Grundgerüst jener Nordwesttafel unmittelbar in Transgression aufliegt. Schon im Bereiche der Ortschaft Dudar aber wird dieser Küstenkalk des Eozäns durch Ästuarienbildungen des obersten Mittel- und untersten Obereozäns abgelöst, in einer der Fornær Fazies angepassten und in einem früheren Kapitel bereits beschriebenen Form. Das bleibt der südwestliche Randteil der Tafel von Magos—Súrú—Gerendavágás.

Gegen Nordwesten, also gegen das Cuhatal, entwickelt sie sich tektonisch in folgender Weise. Unsere Abrasionstafel gliedert sich infolge einer schon mehr Nord—Süd gestellten Verwerfung, die dem von Nagyesztergár kommenden und nach Bakonyoszlop ziehenden Steinberggraben folgt, in zwei Abschnitte. Wenn auch morphologisch gleichförmig gestaltet und innerlich aufgebaut, müssen wir entlang

dieser Bruchlinie die östliche Teilscholle mit dem Sürühegy und Magoshegy bei Dudar, von der westlichen Teilscholle mit dem Köhegy, Cuhahégy und Gerendavágás, freilich nur äusserlich, scheiden. Die westliche Teiltafel ist gegen die östliche, längs diesem Bruche, abgekippt, sodass an der östlichen Talseite des Köhegy-Grabens der Hauptdolomit unter den ihn überdeckenden Nummulitenkalkschichten zum Vorschein kommt. Mit diesem Bruche springt die westliche Teiltafel gegen Norden, gegen Csesznek und Bakonyoszlop, an den Verwurf gebunden, etwas vor, wie dies in der tektonischen Übersichtskarte ihre

Fig. 30.

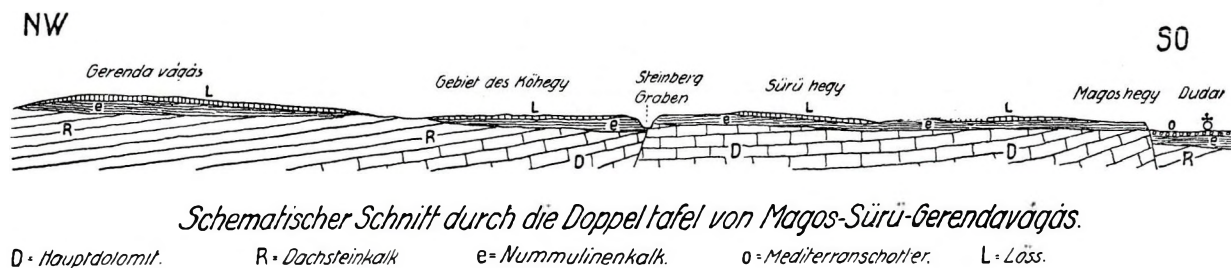
DAS RANDGEBIET DES MAGOSHEGY BEI DUDAR IM QUERSCHNITT.



nördliche tektonische Randbegrenzung bezeugt. Dagegen weist die östliche Teiltafel bei Dudar diese Sprunglinie etwas südwärts verlagert auf. Dieses geteilte Tafelgebiet wird nach Süden durch jene, die Zircer Senke einfassende Verwerfung bei Imremajor begrenzt, nach Westen durch den Cuhabruch, gegen Norden aber durch den Graben von Csesznek, der später noch kurz behandelt werden wird. Der innere Aufbau dieser, durch Bruch entzweigteschnittenen Tafel bleibt für einen geologischen Forschungsdrang ziemlich einfach. Wir legen einen Südost—Nordwest gerichteten Schnitt Fig. 31 durch unsere gespaltene Tafel, die uns von Dudar zum Cseszneker Graben mit dem Nordwestabfall des Gerendavágás leitet. Der Kern dieses Berglandes besteht aus Hauptdolomit und diesem konkordant überlagernden

Dachsteinkalk, Gesteinmassen, die in ihren Hauptzügen ein an die Nordwest—Südostlinie sich näherndes Schichtenstreichen aufzeigen mit südlichem Einfallen der östlichen Teilscholle.¹ Über ihnen folgen ganz diskordant und in Transgression auf dieses abradierte Tafelland gelagert die eozenen Nummulinenkalke der Küstenregion, die hier von dem randlich gegen das Gebirge übergreifenden Thetismeer im Obereozän zum

Fig. 31.



Absatz gebracht wurden. Sie lagern völlig diskordant auf den Triasschichten.² Denn die Kreidebildungen, die auf der Trias gelagert, vor unserer Doppelscholle den Untergrund des Alttertiärbeckens von Dudar—Nána—Szápár bilden, fehlen ihr bis auf einen kleinen Rest von Kreidemergelkalk, der östlich der Strasse Nagyesztergár—Dudar an der Südspitze der Osttafel am Ostrand des Nyires ansteht.

Die jenseits des Sprunges am Köhegy-Graben gelegene westliche Teilscholle unserer Tafel bleibt ebenso in ihrem Kern aus Hauptdolomit und Dachsteinkalk aufgebaut, doch mit dem Unterschiede,

¹ Am Südostrand der östlichen Teilscholle lagert der dem Hauptdolomit angegliederte Dachsteinkalk im Gebiete des Magos-hegy gleich nordwärts vom Jägerhaus, oberhalb Dudar unter dem Nummulinenkalk randlich auftauchend Str. N 35°W F 15°S. An der Fahrstrasse von Dudar nach Esztergár, östlich Kote 436 Str. N 90°W F 25°S, wie gleich südostwärts Str. N 60°O F 26°S. Südwärts von dem erwähnten Höhepunkt, tritt Dachsteinkalk neuerlich an die Oberfläche und lagert östlich des nach Esztergár führenden Fahrweges Str. N 85°W F 32°S, wie nordostwärts Str. N 85°W F 28°S und westwärts randlich an dem hier sich entwickelnden Köhegy-Graben Str. N 80°W F 28°S, wie gleich südwärts Str. N 85°W F 32°S. Im Köhegy-Graben folgt auf den Dachsteinkalk nach Norden, am Westrande dieser Teilscholle in gleicher Weise der Hauptdolomit; Am östlichen Talrand, gegenüber dem mit 390 m Höhe entwickelten Köhegy und zwar von diesem südöstlich, ist seine Lagerung Str. N 60°W F 8°N, während die gleichen Triasschichten im Zentralteil der östlichen Teiltafel selbst, gleich südlich der grossen Waldlinie lagern Str. N. 20°W F 16°N, dann nordwärts von dieser grossen Waldlinie am Nordostende der Tafel, nordwärts dem Magoshegy Str. N 50°W F 42°S und in dem Tal, südwestwärts Kote 323 Str. N 60°W F 24°S. Wir haben es also im Bereiche dieses Abschnittes unserer Tafel mit einer leicht welligen Lagerung der Trias zu tun, wie dies bereits bei ihrem östlichen Abbruch betont wurde.

² Am Ostabhang des Magoshegy, gleich oberhalb des Randbruches lagert dieser Nummulinenkalk Str. N 50°W F 11°N. Im Nordbereiche unserer Scholle westlich Kote 323, in dem dort entwickelten Tälchen liegen diese Schichten am Ausgang Str. N. 70°W F 25°N, weiter talaufwärts, genau westlich Kote 323 Str. N 5°O F 15°W. Am Nordrande der Tafel am Talausgang, südlich der Kote 278 haben wir in den eozenen Nummulinenschichten wieder eine andere Lagerung mit einem Str. N 90°O F 20°N. Erweitert wird diese Einsicht im Schichtenaufbau des Küsteneozäns mit den Aufschlüssen im Köhegy-Graben, nordwärts des Sürühegy. Entlang jenem der Tallinie folgenden Sprung tauchen wieder unsere Hauptdolomitfelsen auf, diskordant von einem bis oft über 80 m mächtigen Nummulinenkalk überlagert. Dieser ruht am Talausgang südlich Oszlop, mit einem Str. N 50°W F 8°N, am westlichen Talhang unterhalb des Gipfels des Köhegy mit einem Str. N 90°W F 15°N dem Grundgebirge auf. Weiter südlich in dieser Schlucht und zwar westnordwestlich Kote 389 zeigt der Nummulinenkalk eine Schichtung Str. 45°W F 8°N und etwas südlicher Str. N 80°W F 17°N, Lagerungsunterschiede, die wohl wieder auf Schichtverbiegungen zurückzuführen sind. Endlich im Tal, unterhalb Köhegy-pusztá selbst haben wir eine weitere wieder geänderte Lagerung dieser Nummulinenkalke mit Str. N 70°W F 25°N.

dass die eozänen Nummulinenkalkschichten nur noch am östlichen Randgebiete in Transgression diesem Grundgebirge aufgelagert erscheinen. Jenseits dieses Sprunges ist das Grundgebirge neuerlich in ähnlichem Sinne aufgebaut, nur dass der die Tafel bedeckende Löss den Einblick in den Schichtenaufbau recht erschwert, und wir die Triassschichten mit einem mehr West—Ost und Nordwest—Südost gerichtetem Streichen und Einfallen gegen Nord wie Nordost vorfinden. Nordwärts des bereits erwähnten Sprunges von Imremajor, der diesen Teil der Tafel gegen Süden begrenzt, haben wir Dachsteinkalk, bergaufwärts im Bereiche des Cuhahegy. Diesem folgt wieder entlang einem laramischen Westnordwest—Ostsüdost gerichteten Bruch eine aus Hauptdolomit bestehende Zone, die aber bald auf der Höhe der Tafel, im Bereiche des Gipfels des Cuhahegy wie des Gerendavágás von dem, die juvavischen Schichten überlagernden, rhätischen Dachsteinkalk abgelöst wird. Diese Dachsteinkalkmassen sind durch Abrasion gegen die Talung bei Gézaháza-pusztá, also am Köhegyárok, soweit abgetragen, dass der mit dem Dachsteinkalk ganz konkordant in Ablagerung stehende Hauptdolomit in den tieferen Teilen der Talsenke zur Oberfläche kommt, mit einem in der Ost—Westlinie eingestelltem Streichen und Einfallen gegen Norden. Er bleibt hier sehr flach gelagert,¹ was die Schichtenverbiegungen innerhalb dieser grossen Tafel, wo Streichen und Fallen des triassischen Grundgebirges ständig wechseln, noch klarer in dem Sinne erläutert, dass unser Bakonygebirge eben kein typisches Schollenbergland bleibt, sondern ein von Brüchen zerteiltes Gebirge mit leicht welligen schwachen Schichtenbiegungen. Der Dachsteinkalk, der diesem juvavischen, dolomitischen Untergrund konkordant überlagert, zeigt ganz ähnliche Lagerungsformen, jedoch so, dass diese gegen das Nordwestgebiet unserer Tafel immer stärker anschwellenden, rhätischen Felsschichten sich in ihrer Lagerung etwas mehr gegen Nordwest—Südost stellen mit nördlichem Einfallen.² Der Nummulinenkalk hingegen ist auf der ganzen Teiltafel nur in kleinen Inseln, und zwar im Nordostgebiete gegen Csesznek entwickelt. Die hier durch die Abrasion in Inseln aufgelösten Nummulinenkalke lagern dort diskordant und wechselvoll auf dem Dachsteinkalkgrundgebirge.³

Jüngere Schichten sind auf diesem westlichen Abschnitt unserer abradierten Doppeltafel kaum entwickelt, wenn wir von der jungen Lössdecke absehen. Doch muss der Verfasser betonen, dass sich, wenn auch nicht auskartierbar, vereinzelte Reste des Untermediterranschotters auf der Nordabdachung der Gerendavágás-Tafel vorfinden. Es bleiben spärliche Relikte aus jener grossen Abrasionsperiode am Beginn des untermediterranen Erdzeitalters. Denn hier im Ligurien ergossen sich die von einem alten variszischen Gebirge am Nordrande des Grossen Alföld kommenden, das Mesozoikum abhobelnden Schuttströme über das Bakonygebirge.

¹ Dieser Hauptdolomit lagert nördlich Gézaháza am Rande des kleinen Seitengrabens Str. N 85°O F 4°N, am Osthang gegenüber Str. N 85°O F 23°N (?), talabwärts an der Westseite nordwärts des Köhegy Str. N 75°O F 8°N, und talabwärts an der Ostseite Str. N 70°O F 8°N.

² Dieser Dachsteinkalk lagert im nördlichen Abschnitt unserer Tafel gleich südostwärts Kote 350, an der Fahrstrasse von Csesznek nach Zirc, am Waldrand Str. N 60°W F 8°N, Südwärts hiervon in einem kleinen Steinbruch an der Csesznek—Zircer Fahrstrasse tritt in einer ganz kleinen Scholle Dachsteinkalk hervor, der hier lagert Str. N 90°O F 10°N, während er westwärts der Fahrstrasse in dem dort entwickelten Waldstreifen folgende Schichtenrichtung zeigt Str. N 50°W F 21°N, und westwärts hiervon am Waldrand beim Drahtzaun Str. N 40°W F 12°N. Am Nordabhang des Várbükk lagert der Dachsteinkalk Str. N 50°W F 22°N, gleich oberhalb einer ihm aufgelagerten Nummulinenkalkscholle. Weiter südwestwärts, am Nordwestrande des Várbükk zieht der Dachsteinkalk Str. N 60°W F 20°N, weiter gegen Südwesten, immer am Waldrand Str. N 50°W F 22°N, wie westwärts davon Str. N 35°W F 16°N.

³ Eine am Nordrande des Várbükk entwickelte Eozänscholle lagert Str. N 75°W F 27°N.

DER HORST DES ÖREGHEGY UND DIE KLEINSCHOLLEN BEI CSESZNEK.

Nordwärts der Doppeltafel von Magos—Sűrű—Gerendavágás folgt ein von pontischen Schichten und Löss erfüllter Graben, der diese Tafel vom Horst des 494 m gipfelnden Öreghegy trennt. Diesen Graben, den Aranyos-patak begrenzt nach Südosten der Südwest—Nordost streichende Bruch am Nordrande der vorher behandelten Doppelscholle und im Norden eine gleich gerichtete Verwerfung, die gegen Südosten den Horst des Öreghegy abschliesst. Gegen Nordost haben wir einen gleichen, parallel

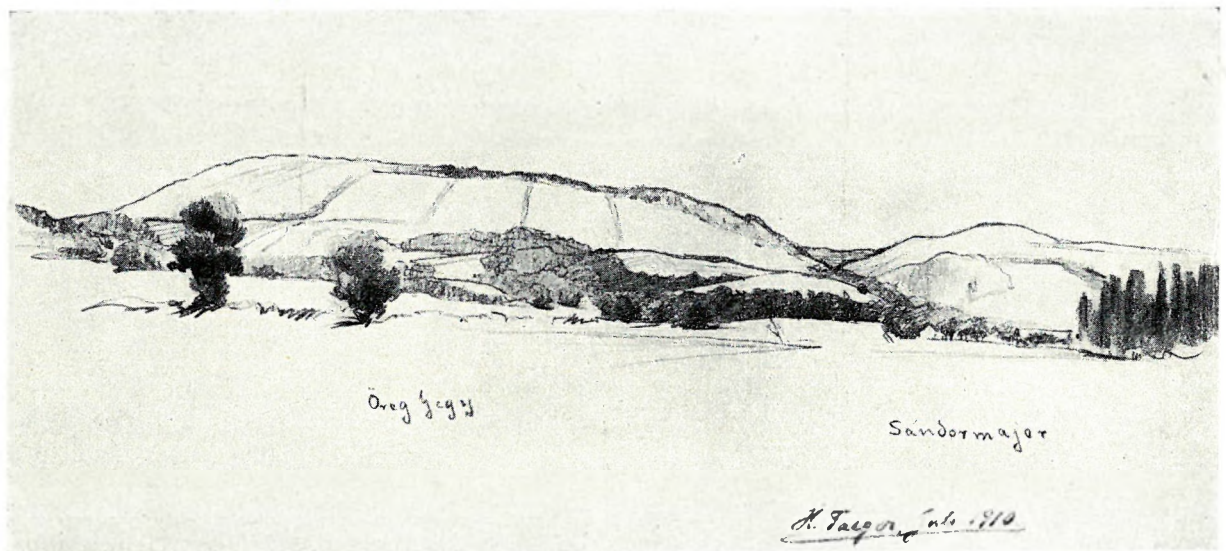
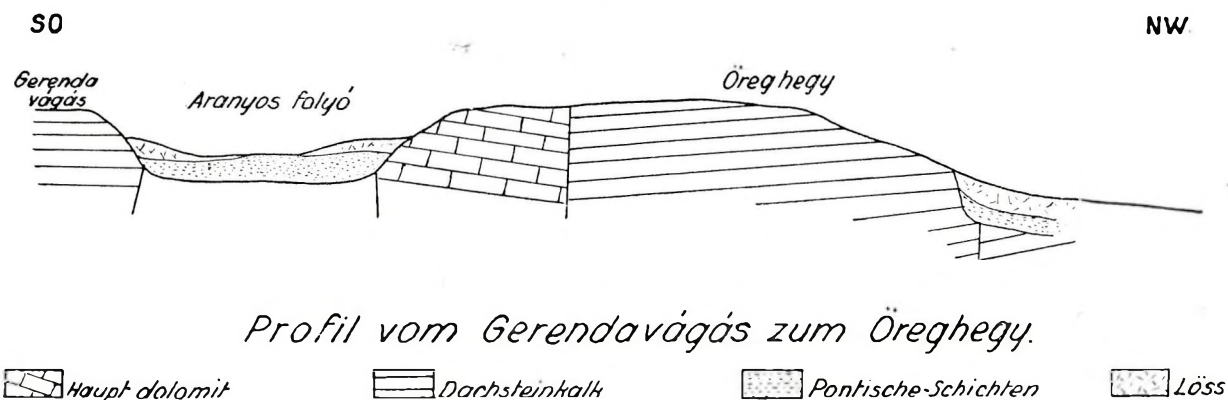


Fig. 32. Blick auf den Ausgang des Cuhatales bei Sándor-major.

dem Cuhabruch gerichteten Sprung, der den Horst nach Nordosten begrenzt, also Nordwest—Südost läuft. Er bildet eine tektonische Fortsetzung des Nordostabbruches der Doppeltafel von Magos—Sűrű—Gerendavágás. Gegen Nordwesten hebt sich dieser Horst längs einem prachtvollen, Südwest—Nordost streichenden und das Bakonygebirge hier im Norden randlich begrenzenden Verwerfer heraus. Dieser nimmt sich im Landschaftsbilde am Ausgang des Cuhatales bei Sándormajor so reizvoll aus, dass er von dem Verfasser in einer Bleistiftskizze, Fig. 32 festgehalten wurde. Diesen Horst betrachte ich als am Nordrand des Bakony an den erwähnten Brüchen herausgehoben, also als Hebungsinsel, krönen ihn doch, freilich nur in den Ackerfeldern, auf seiner Oberfläche verstreut zu beobachtende Untermediterranschotter. Diese lagern im Bergland südostwärts viel tiefer, obwohl bei solchen Verhältnissen jene Tafeln gerade höher gipfeln müssten. Es bestätigen sich damit die in den letzten 40 Jahren angestellten Messungen im transdanubischen Bergland, die Hebungserscheinungen bis 200 mm nach-

gewiesen haben.¹ Den inneren Aufbau des Horstes des Öreghegy erläutert das folgende Profil, das von der Tafel des Gerendavágás zum Öreghegy in südost—nordwestlicher Richtung gezogen ist. Wir sehen in Fig. 33 den Grabeneinbruch des Aranyos-patak, und jenseits den Horst des Öreghegy, der im Südosten von Hauptdolomit, gegen Nordwesten aber von Dachsteinkalk aufgebaut wird, Gesteine an die sich gelegentlich besonders am Nordabfall des Horstes, kleine, restliche Schollen von Nummulinenkalk anlehnen. Obwohl die Abhänge dieses Horstes gute Aufschlüsse bieten, ist die Lagerung der sich aufbauenden Triasmassen nicht deutlich zu verfolgen, weil diese Gesteine hier meist nur in plumpen, unregelmässigen Blöcken an die Oberfläche treten, die keine Schichtung erkennen lassen. Die Schichten des Dachsteinkalkes streichen jedenfalls in der Richtung Nordost—Südwest und fallen gegen Süden ein.²

Fig. 33.



Der im ganzen Südgebiet des Öreghegy entwickelte Hauptdolomit zeigt eine abweichende Lagerung von der des Dachsteinkalkes, bleibt er doch, soweit man beobachten kann, wenn auch Nordost—Südwest streichend aber entgegengesetzt gegen Nordwesten einfallend³ gelagert.

Diese Diskordanz zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk wird umso deutlicher, als auch die nach Westen, an der Bahnlinie des Cuhatales entwickelten Dachsteinkalkmassen nach Ost-südost einfallen. Die Grenze zwischen Hauptdolomit und Dachsteinkalk entspricht also einer praeozänen Bruchlinie, die im Profil auch wiedergegeben ist. Diese Verwerfung läuft im Bereiche des Öreghegy-Horstes in einem gegen Süden leicht geöffneten Bogen.

Ostwärts dieses Horstes des Öreghegy und nordwärts der Doppeltafel von Magos—Sűrű—Gerendavágás, tauchen schmale von Dachsteinkalk und diesem diskordant aufgelagerten Nummulinenkalk aufgebaute Kleinschollen bei Csesznek empor, entlang von Westnordwest—Ostsüdost gerichteten Brüchen und solchen, die wieder entgegengesetzt, nämlich Nordost—Südwest streichen. Diese Kleinschollen bilden eine

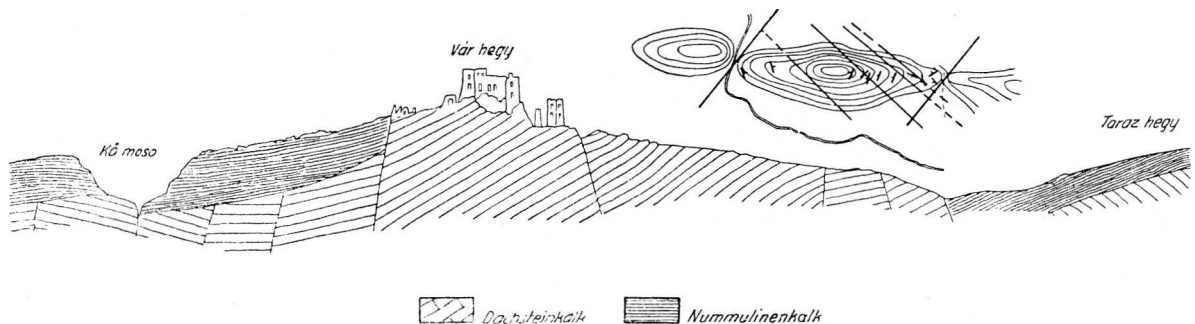
¹ GÁRDONYI JENŐ: „A régi felsőrendű szintezési alappontok magasságainak változásai.“ A Magyar Kir. Áll. Földmérés közleményei. II. Budapest, 1932.

² So konnte am Nordabfall des Öreghegy an der vom Gipfel zum Nordrand ziehenden Waldlinie in 428 m die Lagerung mit Str. N 65°O F 18°S bestimmt werden, und weiter auf dem Waldwege, der von Csesznek auf die Höhe des Öreghegy führt an einer wohlgeschichteten dolomitischen Bank, die hier im Dachsteinkalk entwickelt ist, die Lagerung erkannt werden Str. N 30°O F 28°S.

³ An der Südwestabdachung des Öreghegy lagert er Str. N 25°O F 15°W, und abwärts bei Kote 432 Str. N 35°O F 16°W.

Hügelkette, die sich hier vor der Doppeltafel des Magos—Sűrű—Gerendavágás, bereits im nördlichen Vorland des Bakony südwärts von Bakonyszentkirály erhebt. Ihr Hauptglied bildet der von einer alten Burgruine gekrönte Várhegy, dem ostwärts der Tarazhegy folgt mit einer letzten ostwärts entwickelten Eozänscholle, die in dem Höhenpunkt 333 gipfelt. Ein besonderes Interesse verdient der Várhegy mit dem Tarazhegy¹, dessen Aufbau eine kleine tektonische Kartenskizze, weiter aber das darunter folgende Profil Fig. 34 wie ein Panoramalandschaftsbild Tafel I, Fig. 4 erläutern mag. Eine deutliche Schichtung des Dachsteinkalkes, wie des Nummulinenkalkes ist zwar nicht immer zu erkennen, doch wurden die Schichtenköpfe mit aller Sorgfalt von dem Verfasser, soweit dies möglich war, eingemessen, und aus ihrer verschiedenartigen Lagerung entsprechende Schlüsse gezogen. Der Verfasser muss gestehen, dass die im Profil wiedergegebene Anschauung nicht in der Landschaft selbst unzweideutig bewiesen werden kann, aber wir hoffen, dass dieses Profil, soweit wir es in unserer menschlichen Unvollkommenheit uns ausdenken können, der Wirklichkeit vielleicht nahe kommt.² Um dieses Profil noch mit einigen Worten zu erläutern sei folgendes hervor-
gehoben. Wir haben im Westabschnitt des Várhegy Nummulinenkalkschichten transgredierend auf dem

WNW Fig. 34. PROFIL DURCH DIE KLEINSCHOLLEN BEI CSESZNEK. OSO



bereits in präcozäner Zeit zerbrochenen Dachsteinkalkuntergrund, der in der Schlucht des Kömosó, entlang einer Verwerfung ebenso zur Oberfläche kommt, wie westwärts am Aranyos-patak. Nach Osten hin folgt längs einer grossen Verwerfung am Westrand der Burgruine der Dachsteinkalk, der gegen Osten einheitlich den Várhegy übertage aufbaut. Am Nordhang des Várhegy, gegen Csesznek kann man unzweifelhaft beobachten, wie hier der Nummulinenkalk in schroffen Steilwänden unmittelbar neben der Felsmasse des Dachsteinkalkes in die Tiefe geht. Der Várhegy ist, wie dies auch das Profil zeigt von dem ihm ostwärts folgenden Tarazhegy wieder durch eine Verwerfung geschieden. Entlang dieser ist die östliche Scholle gegen den Várhegy abgesunken, sodass der auf der Dachsteinkalkmasse diskordant aufgelagerte Nummulinenkalk unmittelbar an den Dachsteinkalk des Várhegy stösst. Wie das Profil weiter zeigt, lagern die Nummulinenschichten im Bereiche der Tarazhegyscholle mit einem fast Nord—Süd gerichteten Streichen unter Einfallen 'gen West, ganz diskordant auf die ostwärts zutage

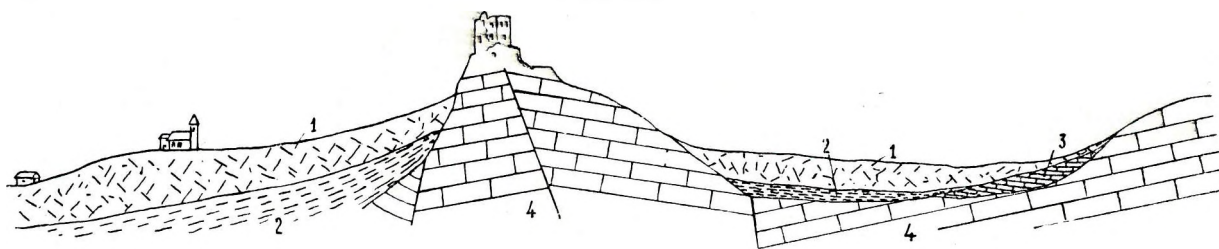
¹ Dieser Name fehlt auf den neuen Karten.

² Unser unvergesslicher Meister LUDWIG von LÖCZY sen. war es, der mich dazu bestimmte den anscheinend etwas welligen Aufbau dieser Schmalschollen, wie er auf den ersten Blick erscheint, auf Brüche zurückzuführen. Und dass diese Auffassung der Wirklichkeit nahe kommt, darauf deutet die Beschaffenheit des Dachsteinkalkes im Ostgebiet des Várhegy. Das Gestein zeigt sich stark gequetscht, Streichen und Fallen wechseln ständig. Harnische und das öftere Auftreten von Reibungsbrekzie weisen auf diese Verwerfungen hin.

N

Fig. 35.

S



Profil durch die Kleinschollen des Bakonygebirges am Várhegy.

1 Dachsteinkalk 2 Nummulitenkalk 3 Pontische Schichten 4 Löss

tretenden Dachsteinkalkschichten,¹ die hier Ostnordost—West südwest streichen, und sehr scharf nach Süden einfallen.² Durch eine weitere Querverwerfung geschieden folgt dann die letzte, oberflächlich nur von eozänen Nummulitenkalk aufgebaute Scholle mit dem Höhenpunkt 333.³ In welcher Form diese Kleinschollenreihe durch Westnordwest—Ostsüdost streichende Brüche sich aus diesem Vorland heraushebt, zeigt das folgende Profil Fig. 35, das durch den Várhegy in einem etwa Nord—Süd gelegten Schnitt die geologischen Verhältnisse näher erläutert und eine Panoramalandschaft Taf. II Fig. 1 bildlich darstellt. Im nördlichen Vorland, das im folgenden Kapitel behandelt werden soll, haben wir den Löss in ziemlicher Mächtigkeit, darunter die pontischen Schichten. Aus diesen jungen Absätzen erheben sich die langgestreckten Kleinschollen bei Csesznek, und jenseits wieder durch Bruchbildungen von der Tafel des Gerendavágás geschieden, unter einer Decke von Löss und pontischen Schichten, die der Trias angeschmiegt Nummulitenkalkablagerungen, die aus der Lössdecke in winzigen Inseln hervortreten. In dieser geschilderten Form bauen sich die Kleinschollen bei Csesznek auf.

DAS NÖRDLICHE HÜGELLAND VON BAKONYSZENTKIRÁLY—OSZLOP—CSETÉNY—SÚR.

Das hügelige Vorland am Nordostrand des Bakony von Veleg bis Súr wurde bereits geologisch behandelt. Westwärts schliesst sich ein ganz ähnliches, oberflächlich aus jungen Schichten aufgebautes Hügelland an, welches das Alttertiärbecken von Dudar—Nána—Szápár gegen Norden und zwar von Súr über Csatka—Csetény ablösend aufbaut. Es begleitet weiter westwärts als Vorland den grossen Gegenflügel des Bakony mit der Doppeltafel von Magos—Sűrű—Gerendavágás und dem Horst des Öreghegy über Oszlop gegen Bakonyszentkirály bis Bakonyszentlászló im Norden. Im allgemeinen muss hervorgehoben werden, dass dieses so ausweitende, schwach modellierte Land, das kleine Rinnale feiner zergliedern, oberflächlich von Löss erfüllt wird. Unter diesen einförmigen Deckschichten treten die

¹ Die Nummulitenschichten lagern dort Str. N 15°O F 28°W wie Str. N 15°O mit wechselndem Einfallen.

² Ostwärts der Höhe des Tarazhegy lagert der Dachsteinkalk Str. N 70°O F 50°S.

³ Diese Schichten des Eozäns lagern hier Str. N 45°O F 15°N.

pontischen Ablagerungen auf, deren im Bereiche von Súr bereits gedacht wurde, und die weiter westwärts bei Csátka und von dort nach Süden nach Csátár-pusztá einerseits, aber auch 'gen Westen, im Bereiche von Oszlop und Bakonyszentkirály in ihrer Oberflächenausdehnung unter der sonst allgemeinen Lösshülle an Raum gewinnen. Ältere Bildungen kennen wir übertage in diesen Gebieten nicht. In den einzelnen Bezirken ist ihre Ausbildung natürlich ungleich, haben wir beispielsweise doch südwärts Csátka pontische glimmerige Sande, Tone und südwärts davon bei Csátár-pusztá, unter Löss, pontischen Sand mit Sandsteinlinsen. Dort führen beide grosse Muscovitglimmerschuppen und werden von dünnen Konglomeratbändern linsenförmig durchsetzt. Diese Ablagerungen beherbergen an der Luft rasch zerfallende Süßwasserzweischalerreste mit *Unio* und enthalten im Liegenden Konglomeratbänke. Wir haben also in diesem ganzen Abschnitt nordwärts des Alttertiärbeckens von Dudar—Nána—Szápár das Ponticum in echter Süßwasserfazies entwickelt. Wie dieser Aufbau sich nach der Tiefe fortsetzt, das wissen wir nur aus der Tiefbohrung im Süden bei Csetény, wo wir freilich nur die sichere Aufeinanderfolge von pontischen Sand- und Tonschichten, untermediterranen Quarzgeröllen mit Sand, wie oberoligozänen aus Sand, Kies, Konglomerat und darunter folgenden oligozänen, marinen mehr tonigen Absätzen kennen.

Gegen Westen, also über Oszlop nach Bakonyszentkirály wird das geologische Bild dieses Gebietes durch die folgenden Beobachtungen aufschliessend vervollständigt. Oberflächlich, ostwärts von Bakonyszentkirály, tauchen die pontisch-pannonischen Bildungen auf der Höhe des Libahegy nordwärts auf, wo sie sich von Bakonyoszip in breiterem Zuge an seiner nordwestlichen Abdachung übertage entwickeln, aber keine Fossilien führen. Sehr schön sind sie in einem Aufschluss nordwärts Bakonyszentkirály entwickelt, mit prächtigen Sandsteinlinsen in diesen pontischen Sandschichten. Ein anderer Aufschluss in den pontischen Bildungen dieses Geländes liegt ostwärts von Bakonyszentkirály. Hier lagern pannonische Sande, Schotter und Tonbänke, durch die ganz junge Verwerfungen ziehen, und durch welche die jungen postpannonischen Gebirgsbewegungen in Transdanubien immer betont bleiben. Die Verschiebungen erscheinen in diesem Beispiel klein, müssen aber in der Richtung ausgewertet werden, dass das heutige pannonische Hügelland seine Höhenformen nicht lediglich den Einflüssen der jüngeren Erosion verdankt, sondern dass auch schwache tektonische Bewegungen eine gewisse Rolle bei der Ausgestaltung dieser Hügellandschaft mitgespielt haben. Eine Panoramalandschaft von diesem pannonischen Hügelland bei Bakonyszentkirály gegen die Schollen am Nordrande des Bakonygebirges auf Tafel II Fig. 2, möge eine bildliche Ergänzung geben. Nach der Tiefe zu wurde der Aufbau dieses Vorlandes bei Bakonyszentkirály durch eine Bohrung erforscht. Sie legte von oben nach unten pontische Schichten frei, bestehend aus 15 m starken Schotterbildungen im Hangenden, und weiter bis in einer Tiefe von 103 m sandigen Tonen, die 0·20—0·30 m starke Ligniteinlagerungen führen. Dann wurde das Mediterran erreicht, das von 103 m bis 109 m in Tonschichten mit Zweischalern und Gastropoden entwickelt war. Unter diesen jungtertiären Sedimenten folgte das Alttertiär bis 153 m Tiefe mit Sanden, die Nummulinen und Orbitoiden beherbergten, auf die dann der Hauptdolomit des Grundgebirges folgte. Wir haben von Bakonyszentkirály gegen Westen unter der Lössdecke in diesem beschriebenen Vorland des nördlichen Bakony ein Aufsteigen der älteren tertiären und triassischen Schichtmassen. Sie lagern nordwärts des hohen Horstes des Öreghegy, mit dem das Bakonygebirge hier als vorgeschobener Nordflügel seinen Abschluss findet, zu seinen Füßen, und tauchen in kleinen Inseln in Form von Hauptdolomit und Nummulinenkalk aus der Lössdecke hervor.

DAS ZERBROCHENE CUHATAL VON SEINEM NORDAUSGANG BIS ZUM HERZEN DES BAKONYGEBIRGES.

Täler und ihre Bildungen werden morphologisch und geologisch nach Entwicklung und Aufbau in der Regel vom Ursprung bis zum Ausgang wissenschaftlich behandelt. Doch bleibt der umgekehrte Weg auch gangbar. Wir stehen am Ausgang des Cuhatales, am Bakonygebirge bei Vinyesándormajor. Hier hat der Cuhabach die Gebirgsmassen, von Südosten kommend, durchschnitten und freigelegt. So können wir diese Felswelt talaufwärts studierend verfolgen. Deshalb ein erstes Kapitel von diesem Einschnitt, der den Bakony in eine Ost- wie Westhälfte teilt: Das zerbrochene Cuhatal von seinem Nordausgang bis zum Herzen des Bakonygebirges.

Der Ausgang des den Bakony durchschneidenden Cuhatales bei Vinyesándormajor wird dadurch charakterisiert, dass wir hier ein welliges, aus Löss im Osten, also talseitig rechts, wie pannonischen Schichten und Flugsand im Westen entwickeltes Hügelland vor uns haben. Aus diesem tauchen Inseln aus Hauptdolomit und Reste von eozänem Nummulinenkalk auf, die in geringeren Tiefen unter den vorher genannten jungen Bildungen dieses Vorland aufbauen. Wir stehen also hier auf einem gegen die Bergwelt des Bakony immerhin mässig tief abgesunkenen ehemaligen Gebirgsflügel, der in einer späteren Abhandlung

noch ausführliche Behandlung finden soll,¹ befielt: Das Vorland des Bakonygebirges von Bakonyszentlászló gegen Koppány.



Fig. 36. Talterrasse der Cuha etwa 150 m nordwärts Station Porva—Csesznek.

Der Eingang in das Cuhatal mit seiner Talterrasse. Für die Tatsache einer grösseren Erosionsepoche mit Aufschüttung auf breiterer Basis im Altholozän bietet der Ausgang des Cuhatales ein treffliches Bild. Er zeigt uns eine ältere, weit ausladende Talterrasse, in die sich nach Abebben des Wasserzustromes im Cuhatal, vom Gebirge her in schmäler Form der Cuhalauf

nebst seinen kleinen seitlichen Zuläufen im Jungholozän eingeschnitten hat. Dass diese Feststellung den Tatsachen entspricht, ergänzt ein Landschaftsbild in Fig. 36, das uns die Talterrassen nach dem Inneren des Cuhalaufes in markanter Form vor Augen führt. Das gleiche alte, breite, durch Talschutt schwach angereicherte Bett unserer Cuha wird in jüngster Zeit mit den immer spärlicher werdenden Zuflüssen des Wassers im Spätholozän zu einem schmalen, sich in die ältere Terrasse einschneidenden Tallauf. Nach Süden, also

¹ Regionale Geologie des Bakonygebirges III. Teil.

gegen das Herz des Bakony, verschwimmen diese zweigeteilten Erosionsmarken einerseits durch ein eng durch ein Felsgebirge sich drängendes junges Bachbett, andererseits durch den von den Bergflanken nachdrängenden, ganz jungen Gebirgsschutt, der keinerlei Gliederung mehr aufkommen lässt.

Ein auf eine Bruchzone eingestelltes, also nicht durch rückschreitende Erosion allein, sondern entlang einer Hauptverwerfung geschaffenes Tal setzt am Ausgang des Cuhatales, gleich südwärts Vinyesándor-major ein, wenn wir die grosse pannonische Abrasionsebene hinein zum Bakonygebirge verlassen. Jene pannonische, auch von jüngeren Bildungen überdeckte Abrasionsterrasse, mit aus ihr hier und da auftauchenden Inseln aus Eozän und Hauptdolomit, zeigt uns noch mit einem letzten Blick das Panorama auf Taf. II in Fig. 3.

Die Fels- und Bergflanken des nördlichen Cuhatales und das Ergebnis ihrer Geodynamik. Die Ausmündung des Cuhatales zeigt ein recht charakteristisches Felslandschaftsbild, aufgebaut aus rhätischem Dachsteinkalk mit prächtigen Megalodontenfundorten, in das sich der Lauf der Cuha tief eingeschnitten hat, wie dies das Panoramalandschaftsbild auf Taf. II, Fig. 4 zeigt. Aus diesem Bilde würde man rein morphologisch und ohne Einblick in den inneren Schichtenaufbau der Felskulissen an ein normales Erosionstal denken, das wir von seiner Mündung nach dem Inneren verfolgen. Dieses Tal ist jedoch an eine Hauptbruchlinie, entlang der Cuha gebunden und daneben finden wir andere Brüche, welche diese Bruchfeldzone gleichsam mosaikartig ausgestalten. Der erste Beweis, dass die Cuha an eine Ruptur gebunden ist, bildet die Tatsache, dass der Nummulinenkalk in völlig diskordanter Anlagerung an den Dachsteinkalk nur am westlichen Talrand entwickelt bleibt, die östliche Talflanke aber, bis auf die Lokalscholle am zweiten Tunnel, überhaupt keine Nummulinenschichten aufzeigt. Sie lagern erst hoch oben auf dem Plateau des Gerendavágás inselartig auf dem rhätischen Dachsteinkalk. Ähnlich tektonisch richtungsweisend bleiben die Eozänschollen im südlichen Cuhatal, worüber im zweiten Teil der regionalen Geologie des Bakonygebirges berichtet werden soll. Aber trotz dieser Bruchlinie und den sie begleitenden, gleich zu behandelnden Verschiebungen innerhalb der Gesteinsmassen, weist ihre Streich- und Fallrichtung nicht wesentliche Unterschiede auf. Hier am Nordausgang zeigen die Dachsteinkalkfelsen infolge etwas wechselnder Schichtenneigung eine leicht wellige Lagerung mit Nordost—Südwest gerichtetem Streichen und Einfallen gegen Süden.¹ Weiter südlich kann man entlang dieser Hauptdislozierung leichte Longitudinalbrüche beobachten, die im Streichen der Schichten eingestellt bleiben, welche die einzelnen Felsbänke um kaum einen Meter gegeneinander dislozieren. Diese Brüche verlaufen unruhig und zeigen, was für eine Zertrümmerung diese Gesteinswelt an der Cuha innerhalb ihrer eigenen Masse erfahren hat. Begleitet werden diese tektonischen Auf- und Abbewegungen durch Verschiebungen quer zum Streichen der Schichten. Das beweisen die durch sie erzeugten Harnische im Eozänkalk, wie man sie an der Ostseite des Tales noch vor dem II. Tunnel nordwärts Station Csesznek in einer entlang der Hauptbruchlinie abgesunkenen eozänen Restscholle beobachten kann. Es muss hervorgehoben werden, dass der heutige Lauf der Cuha zwar der grossen transversalen tektonischen Leitlinie folgt, aber der Hauptbruch von dem jetzigen Tallauf gegen Osten kleine

¹ Am Ausgang des Cuhatales, dicht bei Vinyesándor-major lagert der Dachsteinkalk Str. N 40° O F 15° O. Weiter südlich lagert diese Formation Str. N 6° O N 24° O. Noch weiter südwärts erkennen wir auf kurzer Strecke eine horizontale Lagerung. Endlich talaufwärts, dem Obelisken gegenüber, an der westlichen Talseite haben wir die Dachsteinkalkfelsen gelagert Str. N 20° O F 18° O, und am Vorsprung der östlichen Talseite, vor dem Obelisken Str. N 20° O F 18° O.

Ausbiegungen zeigt, wie wir dies so vortrefflich im Südabschnitt von Eplénypusztá gegen Rátót verfolgen können. Die Cuha hat sich eben nicht auf das ihr durch die Tektonik zugewiesene Bett beschränkt, sondern sich — aber nur selten — kleine Seitensprünge erlaubt. Der Einblick in die prächtigen



Fig. 37. Dolomitschuppe im Cuhatal am Tunnel nordwärts Haltestelle Porva—Csesznek auf Dachsteinkalk überschoben.

D = Hauptdolomit. R = Dachsteinkalk

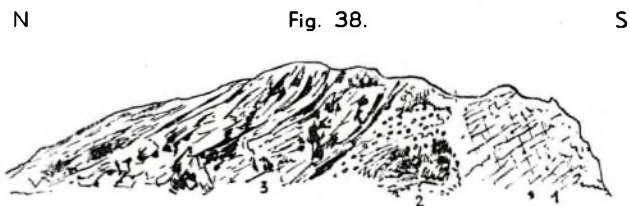
steinkalk der westlichen Talseite überschoben. Diese Schuppe aus Hauptdolomit ist in ihrer Lagerung wesentlich von dem darunter liegenden Dachsteinkalk verschieden.¹ Auch eine typische Reibungsbrekzie ist hier entwickelt. Die Hauptbruchzone wird also dort von einer Lokalüberschiebung begleitet.

Wir gehen nun weiter talaufwärts und stehen am südlichsten Rande des Öreghegy-Horstes im Cuhatal. Entlang einer früher behandelten Verwerfung wird das Gebirge von Hauptdolomit aufgebaut, der eine fast in die Nordsüdrichtung eingestellte Lagerung seiner Schichten aufweist mit Einfallen gegen Westen.²

Wir nähern uns der Eisenbahnhaltestelle Porva—Csesznek. Etwa $\frac{3}{4}$ km nordwärts der Station haben wir eine dem Dachsteinkalk aufgc-

Aufschlüsse im Dachsteinkalk, die wir talaufwärts verfolgen können, zeigt in der Lokaltektonek wiederum, wie hervorgehoben, Schichtenbiegungen. Das bleibt ein neuer Beweis, dass unser Bakonygebirge nicht als ein einfaches Schollenbergland angesprochen werden darf, sondern, dass wir ein in präezöaner Zeit vorgebildetes, in grösseren Gebieten tektonisch wellig ausgebildetes Gebirgsfeld vor uns haben.

Weiter südwärts nach Verquerung des Haupttunnels finden wir im Nordabschnitt unseres Cuhatales ein tektonisch besonders interessantes Bild, das Fig. 37 vermitteln möchte. Der Hauptdolomit der Ostseite, der den südlichen Teil des Öreghegy aufbaut, ist hier in einer schmalen Keilscholle auf den Dach-



1. Harter Nummulinenkalk mit Dachsteinkalkgestein.
2. Grundkonglomerat mit Nummulinen.
3. Mergelkalke mit Nummulinen.

Die Nummulinenkalkscholle im Cuhatal $\frac{3}{4}$ km nordwärts der Eisenbahnhaltestelle Porva—Csesznek.

¹ Der Hauptdolomit lagert im südwestlichen Teil des Öreghegy Str. N 60° O F 18° W, der Dachsteinkalk aber an der östlichen Talflanke Str. N 50° O F 16° gegen Süden.

² Gegenüber dem Südrande des Öreghegy lagern die Schichten des Hauptdolomites Str. N 15° O F 20° W.

lagerte und gegen die nordwärts entwickelten Hauptdolomitmassen abgesunkene Nummulinenkalkschollen deren Aufbau eine Federskizze in Fig. 38 vermittelt. Als tiefstes Glied von Süd gegen Nord ist hier ein kleiner Rest des rhätischen Dachsteinkalkes aufgeschlossen. Über ihm lagern diskordant fossilarme gelbe Kalke, in ihrer petrographischen allgemeinen Beschaffenheit dem sie unterteufenden Dachsteinkalk nicht unähnlich. Dann haben wir darüber ein typisches Grundkonglomerat, grobkörnig, aber auch feiner mit Nummulinen, unter denen die *perforata*-Art an Häufigkeit hervortritt. Hieran schliessen sich mergelige Kalke, die dünn geschichtet bleiben mit Orbitoiden und Nummulinen der Gruppen *Num. tchihascheffi*, *perforata*, *complanata*, *lucasana*, *striata* wie von Zweischalern Pectenarten. Diese Eozän-schichten im Cuhatal, die man in diesem Einschnitt der Eisenbahn so wundervoll aufgeschlossen findet, erscheinen auf dem Dachsteinkalk anders gelagert und ihre Schichtung bleibt im Streichen fast in die Ost-Westlinie eingestellt mit einem etwas wechselnden Einfallen gegen Nord.¹

Gleich oberhalb der Eisenbahnstation setzt durch einen Längsbruch der Hauptdolomit wieder ein mit Nordwest—Südost gerichteter Schichtenlagerung und Einfallen gegen Südwest.² Dieses an einen grossen Nordwest—Südostbruch gebundene Erscheinen des Hauptdolomites zwischen den Dachsteinkalkmassen setzt auch hinüber zum Cuhahegy, in einem langen nach Südosten ausladenden Zuge, der fast bis Imre-major geht, überlagert auf dem Gerendavágás vom Dachsteinkalk. Weiter gegen Süden gelangen wir wieder in die Zone des Dachsteinkalkes mit etwas wechselnder Lagerungsweise.³ Einzelheiten mögen im III. Teil der regionalen Geologie des Bakonygebirges, dem späteren Abschnitt „Die Bergwelt westwärts des Cuhatales von Zirc gegen Borzavár bis an die alttertiäre Lokalmulde von Perva“ vorbehalten bleiben.

Auf dem Dachsteinkalk lagert nun der Unterliasdachsteinkalk, der hier die Flanken des Cuhatales bis Kardosrét aufbaut. Gekrönt wird er auf den Höhen der Talseiten von den unteren Lias-hornsteinschichten, die bereits an der Ostseite mit den Berghöhen des Bocskorhegy wie des Felső- und Alsó-szesztra beschrieben wurden. Die westliche Talseite zeigt hier im Lias den gleichen konkordanten Schichtenaufbau, nur dass im Südhang des Nagy-bocskorhegy, zwischen Borzavár und Kardosrét, Schollenreste des Crinoidenkalkes des obersten Unterlias, ja sogar etwas Mittellias aufruchen. Wir nähern uns Zirc. Ein Bild von Kardosrét gegen diesen nördlichen Abschnitt des Cuhatales zeigt Fig 39, wo wir die Lagerung der Liasschichten in diesen, dem grossen Bruchein-schnitt zugewendeten Bergflanken vortrefflich überblicken können. Ein letztes Profil Fig. 40 mag als Abschluss



Fig. 39. Das Cuhabruchthal bei Kardosrét-pusztá.
uld. = Liasdachsteinkalk ulh. = Untere Hornsteinschichten. ml. = Liascephalopodenkalk.

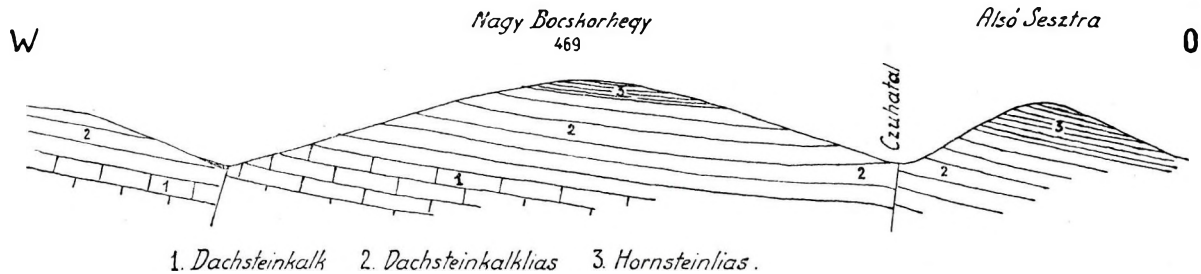
¹ Str. N 80°O F 25°–35°N.

² An der westlichen Talseite lagern seine Schichten Str. N 20°W F 20°W und südwärts Str. N 30°W F 8°N.

³ An der Waldlinie, die nordostwärts vom Keskeny-dülö in nordöstlicher Richtung in die Cuha läuft, lagert der Dachsteinkalk Str. N 40°O F 15°SO, im Cuhatal selbst, gleich südostwärts dieser Waldlinie Str. N 85°O F 5°S.

Fig. 40.

PROFIL DURCH DAS CUHATAL GLEICH NORDWARTS KARDOSRÉT BEI ZIRC.



dieses Nordgebietes des Cuhabruchtales noch eine kurze Erläuterung finden. Am Nagybockorhegy treten die Hornsteinschichten des Unterlias in ihrem obersten Abschnitt in einer Höhe auf, die sich an die Kote 450 hält. Auf dem Gegenflügel des Cuhatales ist die untere Grenze des Hornsteinkomplexes auf dem Liasdachsteinkalk bei den beiden Szesztrahügeln etwa an die 440 m Höhenlinie gebunden. Da die Liasbildungen in diesem Gebiete durchschnittlich unter einem Winkel von 12 bis 15 Grad gegen Osten einfallen, so müsste, wenn keine tektonischen Verschiebungen vorliegen würden, die Grenze in den Liashorizonten im Gebiete der Szesztraberge etwas niedriger liegen. Das bedeutet, dass wir in diesem zum Herzen des Bakonygebirges hinüberleitenden Nordabschnitt des Cuhabruchtales eine Absenkung der westlichen Bergmassen vermuten dürfen, wenn es sich auch hier um nicht grosse Beträge handelt.

Damit dürfen wir wohl diesen so herrlichen nordöstlichen Teil des Bakonygebirges mit der Anschauung verlassen, dass wir dort von einer geologisch hochinteressanten Bergwelt des ungarischen transdanubischen Mittelgebirges Abschied nehmen, dem die weitere Schilderung neuer, zum Druck vorbereiteter Arbeiten über den Südostbakony, wie dem ganzen grossen westlichen Teil des Bakonygebirges bald folgen wird.



Fig. 1. Die Dachsteinkalkfelsen im Nordabschnitt des Cuhatales südwärts Sándor-major.

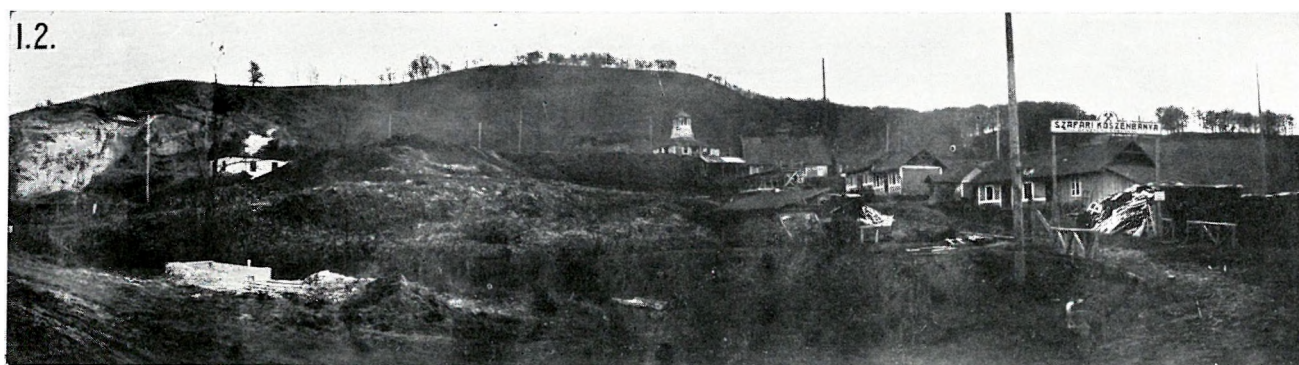


Fig. 2. Panoramabild des ehemaligen Braunkohlenbergwerkes von Szápár.



Fig. 3. Der Randabbruch des Magoshegy bei Dudar. D = Hauptdolomit. E = Némulinenkalk.



Fig. 4. Panoramalandschaft der Kleinschollen bei Csesznek.

II.1.



Fig. 1. Die Kleinschollen am Nordrand des Bakonygebirges bei Csesznek, von Südost.

II.2.



Fig. 2. Blick auf die Schollenlandschaft am Nordrand des Bakonygebirges von Bakonyszentkirály aus.

II.3.



Fig. 3. Der Nordausgang der Bruchzone des Cuhatales bei Sándor-major mit dem Horst des Öreghegy.

II.4.



Fig. 4. Die Dachsteinkalkfelsen am Nordausgang der Cuhatalbruchzone.

DIE TEKTONISCHEN LEITLINIEN IM NORDÖSTLICHEN BAKONY UND SEINEM VORLANDE IN ALLGEMEINER ÜBERSICHT.

von Dr. HEINRICH TAEGER.

A TEKTONIKAI VEZÉRVONALAK ÁTNÉZETE AZ É-I BAKONYBAN ÉS ELŐHEGYSÉGÉBEN.

Szerkesztette TAEGER HENRIK Dr.

1933.



M. kir. Állami Térképészeti Intézet.

Mérték 1:75000

10000 5000 0 1000 2000 3000 4000 5000 6000 7000 8000 9000 10000 lépés

M. KIR. ÁLLAMI TÉRKEPÉSZETI INTÉZET.